

**Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche
Untersuchungen im Gebiet zwischen
Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz)**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

MAX EMIL MAISCH
von Zürich und Kreuzlingen (TG)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. G. Furrer

Zürich
1981



Digitized by the Internet Archive
in 2026

**Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche
Untersuchungen im Gebiet zwischen
Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz)**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

MAX EMIL MAISCH
von Zürich und Kreuzlingen (TG)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. G. Furrer

Zürich
1981



Druck: Juris Druck + Verlag Zürich

ISBN 3 260 04888 X

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1976 - 1980 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. G. FURRER und wurde in ihrer Abschlussphase im Rahmen des Nationalfonds-Projektes Nr. 2.707.0.80 finanziell unterstützt. Herr Professor Dr. G. Furrer gab mir seinerzeit die Anregung zu diesem Thema und verfolgte mit regem Interesse den Stand meiner Untersuchungen. Mit seiner stets wohlwollenden Haltung hat er viel zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen. Ihm möchte ich deshalb an erster Stelle danken.

Die Teilnahme an den Veranstaltungen und Exkursionen der ALPQUA 1977, DEUQUA 1978, INQUA 1978 sowie des GLETSCHERKURSES 1980 in Obergurgl vermittelte mir einen Einblick in andere Untersuchungsgebiete und ermöglichte die Kontaktnahme mit zahlreichen Fachleuten.

Bei meinen Untersuchungen erhielt ich von verschiedener Seite wertvolle fachliche Unterstützung. Folgenden Leuten bin ich deshalb zu grossem Dank verpflichtet:

- Prof. Dr. R. HANTKE (Geol. Institut der ETH, Zürich) diskutierte mit mir eingehend einzelne glazialmorphologische Fragen
- Dr. CHR. SCHLUECHTER (Institut für Grundbau und Bodenmechanik, ETH-Hönggerberg) beriet mich bei meinen geröllmorphometrischen Messungen
- Dr. W. HAEBERLI (VAW, Abt. Glaziologie, ETH-Zürich) sah den Entwurf des Kapitels über die Volumenberechnungen an spätglazialen Gletschern kritisch durch und gab mir dazu viele Hinweise und Anregungen
- Dr. K. GRAF (Geogr. Institut der Univ. Zürich) untersuchte mir palynologisch mehrere Einzelproben
- Dr. C. BURGA (Geogr. Institut der Univ. Zürich) nahm die pollenanalytische Auswertung des Moorprofiles Crap Alv vor
- Dr. W. KELLER und R. ERNE (Geogr. Institut der Univ. Zürich) führten die ^{14}C -Datierung meiner Proben durch
- F. JUVALTA (Kreisförster in Bergün) stellte mir sein reichhaltiges Bild- und Datenmaterial über den Porchabellagletscher zur Verfügung
- S. NAULI (Raetisches Museum Chur) gab mir Auskunft über die archäologischen Funde im Gebiet des Albulapasses

In Diskussionen mit:

- Prof. Dr. H. ZOLLER (Univ. Basel), Prof. Dr. H. HEUBERGER (Univ. Salzburg), M. AELLEN (VAW, Abt. Glaziologie, ETH Zürich), Dr. G. PATZELT, Dr. H. KERSCHNER (Univ. Innsbruck), Dr. F. SCHWEINGRUBER (EAFV, Birmensdorf), Dr. P. FITZE (Geogr. Institut der Univ. Zürich) und Dr. F. BEELER (Cham)

erhielt ich wertvolle Hinweise, die mir bei der Interpretation meiner Untersuchungsergebnisse von grossem Nutzen waren.

Folgenden Leuten und Institutionen bin ich ausserdem zu Dank verpflichtet:

- E. SCHMID, W. von ARX und M. ROGGLI, Bundesamt für Landestopographie, Wabern
- TH. DEFLOREN, Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden, Chur
- Den Gemeinden DAVOS und S-CHAMF für die Erteilung der Fahrbewilligung auf ihren Privatstrassen
- VERKEHRSVEREIN DAVOS für die kostenlose Benützung der Bergbahnen
- ATZUNGSGENOSSENSCHAFT "Hinter den Eggen" (Sertigtal) für die Bewilligung der Grabarbeiten auf ihren Weidegebieten

Meinen herzlichen Dank schulde ich auch:

- Fam. M. SZENTGROTI-HASLER für die freundliche Aufnahme und die günstige Unterkunft im Haus Buol, Bergün
- Fam. G. AMBUEHL, ehemals Kurhaus Sertig
- Dr. G. KASPER für die sorgfältige Korrektur des Manuskriptes

Nicht zuletzt möchte ich all denjenigen Kollegen danken, die mir in irgendeiner Weise beim Zustandekommen meiner Arbeit behilflich waren, sei es durch die tatkräftige Mithilfe bei den Grabarbeiten oder bei den anregenden Diskussionen und Fachsimpelien. Namentlich seien erwähnt:

- Dipl. geogr. J. SUTER, dipl. geogr. W. BIRCHER, dipl. geol. D. BOLLINGER, dipl. geol. U. EICHENBERGER, J. FANGHAENEL, dipl. geogr. B. und M. GAMPER-SCHOLLENBERGER, dipl. geogr. U. GRÖNER, dipl. geogr. A. HERZOG, dipl. geogr. H.P. HOLZHAUSER, dipl. geogr. R. MUELLER, dipl. geogr. F. RENNER, Dr. T. STRUEBY und dipl. geogr. U. SUTER.

Meine Mutter besorgte in verdankenswerter Weise die Reinschrift, mein Vater leistete einen namhaften Beitrag an die Druckkosten.

Karin Fanghänel, die mich oft bei meinen Feldarbeiten begleitete und mich bei der Fertigstellung meiner Arbeit liebevoll betreute, gebührt mein besonders aufrichtiger Dank.

Zürich, Februar 1981

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

Seite

A EINLEITUNG

1. Allgemeiner Rahmen der Arbeit	8
2. Zielsetzung und Arbeitsmethoden	9
3. Das Untersuchungsgebiet	10
3.1. Uebersicht	10
3.2. Tektonik und Geologie	12
3.3. Das Klima	14
3.4. Bisherige Arbeiten	16

B DERZEITIGER KENNTNISSTAND

1. Uebersicht	18
2. Das Spätglazial	18
3. Das Postglazial	24
4. Blockgletscher	26
5. Die Methoden der Schneegrenzberechnung	28

C DAS ARBEITSGEBIET "LANDWASSER"

1. Einführung	31
2. Das Sertigtal	31
2.1. Uebersicht	31
2.2. Die Neuzeit	32
2.2.1. Das Chüealptal	32
2.2.2. Das Ducantal	36
2.2.3. Beurteilung der Messtischblätter	37
2.3. Das Spätglazial	38
2.3.1. Das Stadium von Clavadel	38
2.3.2. Gletscherstände im Gebiet Mittelchrüz	41
2.3.3. Gletscherstände im hinteren Chüealptal	42
2.3.4. ¹⁴ C-Daten und Schneegrenzwerte	46
3. Gletscherstände im Gebiet Monstein	50
4. Leidbachtal	53
5. Die Täler im Nordwesten der Landwasser	54
6. Das Mönchalptal	56
7. Der Totalpbergsturz	58
7.1. Uebersicht	58
7.2. Der Bergsturz	59
7.3. Der Grossdavosersee	61
7.4. Untersuchungen am Delta von Frauenkirch	62
7.5. Zusammenfassung	68

D DAS ARBEITSGEBIET "KESCH"

1. Einführung	70
2. Der Porphabellagletscher	70
2.1. Die neuzeitlichen Veränderungen	70
2.2. Spätglaziale Gletscherstände	79
2.2.1. Val Tuors	79
2.2.2. Val da Tschüvel/Val Funtauna	84
2.2.3. Die Moore Porphabella 1 und 2	88
3. Region Ravais-ch	91
4. Val Plazbi	92
5. Vallorgia	93
6. Val Viluoch	97
7. Val Müsella	100
8. Val d'Es-cha	101
8.1. Uebersicht	101
8.2. Das Postglazial	101
8.3. Das Spätglazial	103
9. Das Moränensystem Cinuos-chel/Chapella	108
9.1. Uebersicht	108
9.2. Die Schneegrenzberechnung	109
9.3. Das Moor Susauna	111

E DAS ARBEITSGEBIET "ALBULA"

1. Einführung	114
2. Das Stadium von Alvaneu/Filisur	114
3. Das Stadium von Bergün	117
4. Val Spadlatscha	119
5. Die Kare des Piz Ela	121
6. Val da Stugl	124
7. Val Tisch	124
8. Val Mulix/Val Tschitta	126
9. Val Zavretta	131
10. Murtel Salamun	131
11. Das Albulapassgebiet	132
12. Das Moorprofil Crap Alv	136
12.1. Uebersicht	136
12.2. Die Lage des Moores	136
12.3. Die Probenentnahme	140
12.4. Das Pollendiagramm Crap Alv	141
12.4.1. Zur Vegetation des Moores	141
12.4.2. Stratigraphie	141
12.4.3. Diagrammabschnitte im Ueberblick	142
12.4.4. Vegetationsentwicklung	143
12.4.5. Chronologische Einordnung	144
12.4.6. Zusammenfassung	146
12.5. Gletschergeschichtliche Interpretation des Moorprofils Crap Alv	147

F ZUSAMMENFASSUNG DES REGIONALTEILES

1. Gliederung der Gletscherstände und Schuttkörper	151
2. Die Gleichgewichtslinie um 1850	155
3. Die Schneegrenzwerte der spätglazialen Gletscherstände	157
3.1. Das Steinach-Stadium	157
3.2. Das Gschnitz-Stadium	158
3.3. Das Clavadel-Stadium	158
3.4. Das Daun-Stadium	160
3.5. Der Egesen-Maximalstand	162
3.6. Der Bocktentälli-Stand	164
3.7. Der Kromer-Stand	166
3.8. Die 2:1- und die d/2-Methode im Vergleich	167

G VOLUMENBERECHNUNGEN AN SPAETGLAZIALEN GLETSCHERN

1. Einführung	171
2. Fragestellung	172
3. Das Vorgehen bei der Volumenbestimmung	173
4. Die Beziehungen zwischen Gletscherfläche und Volumen	177
5. Die Beziehungen zwischen Gletscherfläche und mittlerer Dicke	180
6. Der Zusammenhang zwischen der Lage der GWL und dem Gletschervolumen	186
7. Die Volumenberechnung als Bestimmungsmass für die GWL spätglazialer Gletscher	190

H ZUSAMMENFASSUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

I QUELLENVERZEICHNIS

Literatur	198
Karten	211

K ANHANG

- Liste der Abbildungen, Figuren und Karten	212
- ¹⁴ C-Tabelle	215
- Karte: Gletscherstände und Schuttkörper im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal, 1:50'000	
- Pollendiagramm: Crap Alv	

A E I N L E I T U N G

1. ALLGEMEINER RAHMEN DER ARBEIT

Die Erforschung der spät- und postglazialen Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Raumes geht auf eine lange Tradition zurück und hat vor allem seit Beginn der 70er-Jahre durch die zahlreichen, hauptsächlich in Oesterreich und der Schweiz durchgeführten Arbeiten bedeutende Fortschritte erzielt. Dabei ist es gelungen, durch die Anwendung verschiedener neuer Methoden die Problemstellungen weiter aufzufächern und aus dem Blickwinkel mehrerer Fachrichtungen anzugehen. Diese Untersuchungen haben zu vielen gut gesicherten Resultaten geführt. Insbesondere war es möglich, die zeitliche Stellung der verschiedenen Gletscher- und Klimaschwankungen in eine durch mehrere absolute Datierungen abgestützte Chronologie einzupassen (vgl. G. PATZELT, 1977, 1980). Gegenüber den früheren gletschergeschichtlichen Arbeiten ist dieser Fortschritt in erster Linie durch die Radiokarbonmethode (^{14}C -Methode) zustande gekommen. Sie ermöglicht, z.B. pollenanalytisch ausgewertete Moore absolut zu datieren und damit unmittelbar mit gletschergeschichtlichen Ereignissen zu verbinden (vgl. G. PATZELT, 1973a). Daneben haben grundsätzliche Ueberlegungen zur Frage der "Schneegrenze" viel Neues zur Kenntnis der spät- und postglazialen Gletscherschwankungen beigetragen (vgl. H. KERSCHNER, 1976, G. GROSS et al., 1978).

Mit ähnlichen Frage- und Problemstellungen sind seit einigen Jahren auch am Geographischen Institut der Universität Zürich unter der Leitung von Prof. Dr. G. FURRER glazialmorphologische und klimageschichtliche Untersuchungen im Gange. Es wurde zum Ziel gesetzt, mehrere Einzelregionen nach den neuesten Methoden zu bearbeiten und daraus ein möglichst vollständiges Bild der spät- und postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen zu entwerfen. Die bisher aus der Zürcher Schule erschienenen grösseren Arbeiten befassten sich neben der völlig neuen Methode der Datierung und Interpretation fossiler Bodenhorizonte (W. SCHNEEBELI, F. ROETHLISBERGER, 1976) vor allem mit der Erforschung und Beschreibung regionaler gletschergeschichtlicher Vorgänge (F. BEELER, 1977). Daneben ist eine ganze Reihe glazialmorphologischer Diplomarbeiten entstanden (Verzeichnis in: H. ROETHLISBERGER, 1980), von denen zur Zeit einige zu Dissertationen erweitert werden.

Die vorliegende Arbeit ist als ein Teil dieses Gesamtprojektes zu sehen. Sie soll einen weiteren Beitrag an die Erforschung der spät- und postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen leisten. Da in nächster Zeit am Geographischen Institut das gesamte Gletschersystem des Rheins in die weiteren Untersuchungen einbezogen wird, ist meine Arbeit über die Quellgebiete der Landwasser und der Albula als Mosaikstein eines grösseren Gesamtbildes zu betrachten.

2. ZIELSETZUNG UND ARBEITSMETHODEN

Mit meinen Untersuchungen habe ich folgende Teilziele angestrebt:

1. Es sollte eine möglichst grossräumige und geschlossene Kartierung sämtlicher Moränen und Schuttformen (v.a. Blockgletscher) durchgeführt werden. Diese Karte bildete die Grundlage für alle weiteren Untersuchungen. Eine grossräumige Erfassung dieser Formelemente bot den Vorteil, dass die vorerst nur lokal gültigen Gletscherstände in einen grösseren regionalen Rahmen gestellt werden konnten. Dadurch war es möglich, die typischen Vorgänge und deren Merkmale besser zu erkennen und aussagekräftiger herauszuarbeiten.
2. In einem zweiten Schritt habe ich versucht, eine Gliederung und Parallelisierung der einzelnen Gletscherstände vorzunehmen. Dazu wurden neben der Beschreibung der formtypischen Merkmale in erster Linie Schneegrenzberechnungen durchgeführt. Damit sollte geprüft werden, ob die für den ostalpinen Gletscherrückgang schon oft beschriebene Stadien-Abfolge sowie die dazu angegebenen Schneegrenzwerte auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet gültig sind.
3. Die Datierung von Gletscherständen und anderen klimageschichtlichen Ereignissen war ein weiteres Ziel meiner Untersuchungen. Damit sollte ein weiterer Beitrag an die Spät- und Postglazialchronologie geleistet werden.
4. Als morphologisches Spezialproblem sollte ausserdem der Totalp-Bergsturz und die mit diesem Ereignis verknüpften Vorgänge in der Davoser Landschaft neu aufgerollt und erstmals eingehender unter gletschergeschichtlichen Gesichtspunkten untersucht werden.
5. Als Zusammenfassung des Regionalteiles meiner Arbeit sollte ein gültiges und brauchbares Modell der typischen Gletscherstände und der oft damit verknüpften Schuttkörper entworfen werden.
6. Mittels Volumenberechnungen an spätglazialen Gletscherständen sollte versucht werden, mögliche glaziologische Zusammenhänge zwischen den verschiedenen erhobenen Gletscherparametern aufzuzeigen. Insbesondere interessant war dabei die Frage, welche Bedeutung die Lage der Gleichgewichtslinie auf die Volumen- und Massenverhältnisse eines Gletschers hat.

Um diese Zielsetzungen zu erreichen, habe ich, abgesehen von der Kartierung, folgende Arbeits- und Untersuchungsmethoden eingesetzt:

Luftbildauswertung, Grabungen, Bohrungen (Geonor, Dachnowsky-Sonde), ¹⁴C-Datierung von Torf- und Holzproben, Pollenanalyse, Auswertung alter Karten und Bilddokumenten, Geröllmorphometrie, Hamerschlagseismik, Schneegrenzberechnungen und Volumenbestimmungen an spätglazialen Gletscherständen.

3. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

3.1. Uebersicht

Während die Feldaufnahmen für die Diplomarbeit lediglich den Abschnitt des Sertigtales umfassten, wurden die Untersuchungen in Anbetracht der erweiterten Fragestellungen auf die umliegenden Gebiete ausgedehnt. Sie erstreckten sich schliesslich über einen grossen Teil des Raumes Mittelbünden (vgl. Karte 1). Dieses Arbeitsgebiet wurde nach gletschergeschichtlichen Gesichtspunkten in drei Teilräume gegliedert, von denen jeder im Spätglazial ein selbständiges Gletschersystem enthielt.

Das Teilgebiet "Landwasser" umfasst ausser dem Flüela- und Dischmatal sämtliche Nebentäler der Davoser Landschaft. Es erstreckt sich vom Parsenngebiet im Norden talabwärts bis Filisur. Hier grenzt es an das Gebiet "Albula", welches den Raum der Albulapassfurche sowie deren Nebentäler umschliesst. Das Gebiet "Kesch" liegt mit seinen verschiedenen Quelllästen gewissermassen im Zentrum des Untersuchungsgebietes.

Vier Flussysteme besorgen im wesentlichen die Entwässerung: Die Landquart, die Landwasser und die Albula sammeln dabei die dem Einzugsgebiet des Rheins angehörenden Gewässer, während der Inn (Donau) vor allem die dem Keschgebiet entspringenden Bäche aufnimmt.

Die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes beträgt rund 500 km² und verteilt sich wie folgt:

"Landwasser"	210 km ²	(42 %)
"Kesch"	150 km ²	(30 %)
"Albula"	140 km ²	(28 %)

Die rezente Vergletscherung ist sehr gering. Ausser dem Porchabellagletscher kommen nur noch einige wenige kleine Gletscher vor.

In bezug auf die neueren abgeschlossenen oder noch im Entstehen begriffenen glazialmorphologischen Einzeluntersuchungen grenzt das Arbeitsgebiet im Norden an das Terrain Prättigau (E. KOBLER, 1979, 1980), in der Landschaft Davos an die Gebiete Flüela- und Dischmatal (R. VUAGNEUX und A.E. VOEGELI, beide 1976 und in Vorb.) und im Süden an das Arbeitsgebiet Oberengadin (J. SUTER, 1981, B. GAMPER-SCHOLLENBERGER, in Vorb.). Einen generellen Ueberblick über den gesamten Raum gibt zudem R. HANTKE in seinem umfassenden Werk "Das Eiszeitalter" (Bd. 1, 1978, Bd. 2, 1980, Bd. 3, in Vorb.).

ÜBERSICHTSKARTE DES ARBEITSGEBIETES

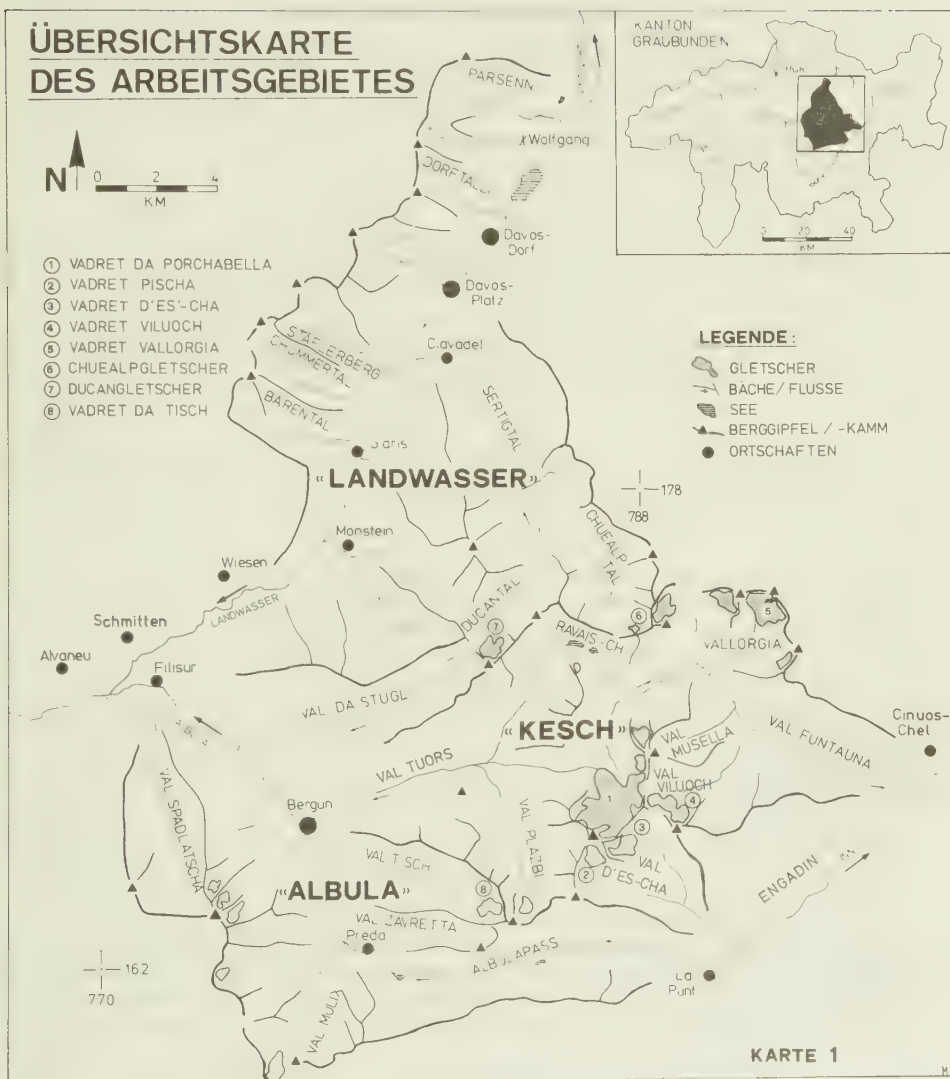


- ① VADRET DA PORCHABELLA
- ② VADRET PISCHA
- ③ VADRET D'ES-CHA
- ④ VADRET VILUOCH
- ⑤ VADRET VALLORGIA
- ⑥ CHUEALPGLETSCHER
- ⑦ DUCANGLETSCHER
- ⑧ VADRET DA TISCH



LEGENDE:

- GLETSCHER
- BÄCHE / FLUSSE
- SEE
- BERGGIPFEL / -KAMM
- ORTSCHAFTEN



3.2. Tektonik und Geologie

Die geologischen und tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Mittelbünden sind schon sehr früh bearbeitet und dargestellt worden. Aus diesen, vor allem in den Jahren 1918-1935 entstandenen Arbeiten, ist die "Geologische Karte von Mittelbünden" (Blätter A - F) hervorgegangen, die im Massstab 1:25'000 beinahe lückenlos das ganze Gebiet bedeckt. Diese Kartenblätter waren für die Feldarbeiten von grossem Nutzen. Daneben existiert zum Teil von den gleichen Autoren eine grosse Anzahl von geologischen Spezialuntersuchungen, in denen auch die quartären Erscheinungen berücksichtigt wurden. Es handelt sich dabei vor allem um die Arbeiten von R. BRAUCHLI, 1918, W. LEUPOLD et al., 1919, J. CADISCH, 1921, 1925/26, 1929, F. ESCHER, 1921, H. EUGSTER, 1922, 1923, H. EGGENBERGER, 1925, W. LEUPOLD et al., 1935 und R. TRUEMPY, 1969, 1980. Verschiedene Teilregionen werden gegenwärtig im Rahmen von Diplomarbeiten am Geologischen Institut der ETH Zürich neu bearbeitet, u.a. von D. BOLLINGER, 1981 und U. EICHENBERGER, 1981. Angesichts dieser reichhaltigen Literatur sollen im folgenden nur gerade die wichtigsten Grundzüge des tektonischen und geologischen Aufbaues zur Darstellung gelangen.

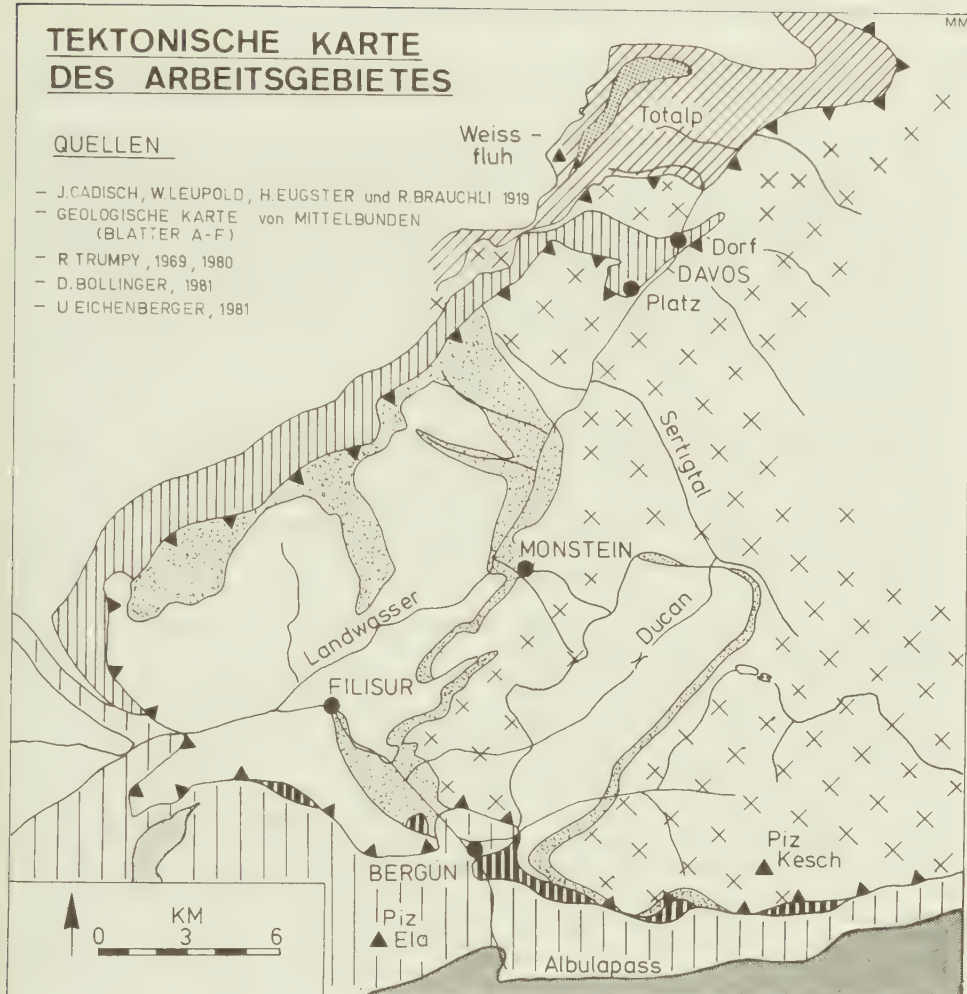
Das Untersuchungsgebiet liegt zum grössten Teil im Bereich der ostalpinen Decken und reicht nur gerade im Norden in das Penninikum. Die Verbreitung der einzelnen Decken ist in Karte 2 ersichtlich.

Im Norden des Arbeitsgebietes tritt die Aroser-Schuppenzone in Erscheinung, zu der u.a. die Ophiolithmassen des Totalp-Serpentins gehören. Daran schliessen die Tschirpen- und die Aroser-Dolomitendecke an, die mit der im Süden erkennbaren Err- bzw. Ela-Decke korreliert werden können. Weitaus den grössten Raum nimmt die oberostalpine Silvretta-Decke ein. Sie besteht im wesentlichen aus einer kristallinen Unterlage, in die zwei von Trias-Sedimenten erfüllte, SW-NE streichende Grossmulden eingesenkt sind. Es handelt sich dabei einerseits um die Ducanmulde, die parallel zum Stulser- und Ducantal ansteigt und bei der Mündung ins Sertigtal in die Luft ausstreicht und anderseits um die Landwassermulde. Diese Muldenstrukturen entstanden bei der Ueberschiebung der Silvretta-Decke in Richtung Nordwesten und stellen zum Teil sekundär verfaltete Grossformen dar. Bei den kristallinen Gesteinen handelt es sich vorwiegend um Ortho-, Para- und Mischgneise, die vor allem in den südlichen Davoser Tälern von einzelnen Amphibolitzone durchsetzt sind. Daneben treten vereinzelt auch Diabasgänge auf. Bei den Sedimentgesteinen können vor allem Buntsandsteine, Kalke, Dolomite und Rauhwacken unterschieden werden.

TEKTONISCHE KARTE DES ARBEITSGEBIETES

QUELLEN

- J. CADISCH, W. LEUPOLD, H. EUGSTER und R. BRAUCHLI 1919
- GEOLOGISCHE KARTE von MITTELBUNDEN (BLÄTTER A-F)
- R. TRUMPY, 1969, 1980
- D. BOLLINGER, 1981
- U. EICHENBERGER, 1981



KARTE 2

LEGENDE :

OBEROSTALPIN

- | | | |
|--|------------------------|-----------------------|
| | Trias | } SILVRETTA-
DECKE |
| | Perm u. unterste Trias | |
| | Kristallin | |
| | subsilvrettide Linsen | |
| | ELA-DECKE | |
| | AROSER-DOLOMITEN | |

PENNINIKUM

- | | |
|--|---|
| | AROSER SCHUPPEN-
ZONE mit Ophioliten |
|--|---|

- | | |
|--|--------------------------------------|
| | Überschiebung der
SILVRETTA-DECKE |
|--|--------------------------------------|

UNTEROSTALPIN

- | | |
|--|----------------|
| | ERR-DECKE |
| | TSCHIRPENDECKE |

3.3. Das Klima

Nach G. GENSLER (1978, 1979) kann der Kanton Graubünden aufgrund des Niederschlagsverhaltens bei verschiedenen Strömungslagen (Süd-, West-, Nord- und Ostlage) in einen nördlichen und einen südlichen Teil gegliedert werden. Der nördliche Kantonsteil wird dabei im Süden durch die Linie Pizzo Centrale - Piz Medel - Suret-tahorn - Err - Albula - Silvretta begrenzt. Nach dieser Einteilung gehört mein Arbeitsgebiet - abgesehen von der Val d'Escha, die bereits zum Engadin zu zählen ist - fast vollständig dem klimatischen Nordteil Bündens an.

Im Nordteil Graubündens wirken sich Südlagen (Südtau, Südföhn) vorwiegend niederschlagsarm aus. Gemäss der Uebersichtskarte von G. GENSLER (1978, S. 114), in welcher Richtwerte des Niederschlagtotals in Millimetern von dreitägigen zyklonalen Südstromlagen dargestellt sind, empfängt das Gebiet des Albulapasses bei Südtau noch rund 30 mm, während das Landwassertal und vor allem das Prättigau bereits von der Föhnwirkung profitieren und nur noch zwischen 20 - 10 mm Niederschlag erhalten.

Nordlagen (Nordtau) bringen dem nördlichen Kantonsteil meist schlechtes und niederschlagsreiches Wetter. Die Klimagunst hängt dabei weitgehend vom Anfälligkeitsgrad auf Stauerscheinungen bei West- und Nordwindlagen ab. Gemäss der Isohypsenkarte von G. GENSLER (1978, S. 115) verzeichnet das trichterförmige Prättigau, in das die aus dem Rheintal stammenden Nord- und die aus der Walenseefurche kommenden Westwinde beinahe ungehindert eindringen können, mit rund 60 mm die höchsten Niederschlagswerte (vgl. Klosters, Tab. 1 b). Davos ist bei Nordlagen bereits etwas besser geschützt und erhält nur noch zwischen 50 - 40 mm Niederschlag. Das Landwassertal stellt damit bereits den Uebergang zur klimatisch günstigsten Zone des Nordteils dar, die als inneralpine Trockeninsel das Domleschg, Schams, Oberhalbstein (unterhalb Tinzen), das Albulatal zwischen Thusis über Tiefencastel nach Filisur umfasst (vgl. Atlas der Schweiz, Blatt 12).

In diesem Abschnitt geht mit der geringen Wolkenmenge auch geringerer Niederschlag einher. Dazu wirkt sich vor allem bei den Südhangorten über dem Albulatal ein guter Windschutz aus (vgl. Alvaneu, Wiesen), der diese Stationen bereits etwas wärmer macht als das benachbarte Landwassertal. Dieses ist wegen des fehlenden Talschlusses am Wolfgangpass sehr windreich. Wettermässig ähnlich dem Landwassertal liegt das obere Albulatal (Bergün - Preda), jedoch ist es viel windgeschützter.

Da die Anzahl der Wetterlagen mit Winden aus dem Sektor West bis Nord in einem Normaljahr etwa 50 % häufiger sind als Südwindlagen, wird somit bei Strömungslagen, die knapp 60 % aller Tage eines Durchschnittsjahres bestimmen, der südliche Teil Bündens wettermässig bevorzugt (G. GENSLER, 1978, S. 92).

Die Niederschlagssummen der in Tab. 1 b aufgeführten Stationen

liegen, mit Ausnahme von Klosters, alle deutlich unter dem schweizerischen Landesmittel von 1250 mm für bewohnte Gebiete.

Zwischen den relativ trockenen und mässig bis stark kontinental gefärbten Gebieten des Landwassertales und des Engadins (vgl. Tab. 1a), lässt sich im Profil über die Albulakette eine zunehmende Niederschlagsmenge feststellen (vgl. Atlas der Schweiz, Blatt 12). Nach G. GENSLER (1978, S. 49) beträgt der Richtwert der Niederschlagszunahme zwischen 500 - 2000 m ü.M. rund 35 mm pro 100 Meter Anstieg. Im Aufstieg von den inneralpinen Tälern zum Kammbereich beträgt die Niederschlagszunahme ungefähr das Doppelte, nämlich 70 - 100 mm pro 100 Meter Anstieg für das ganze Jahr.

<u>Station</u>	<u>Höhe</u>	<u>Periode</u>	<u>Jan.</u>	<u>April</u>	<u>Juli</u>	<u>Okt.</u>	<u>Jahr</u>	<u>Spanne</u>
Klosters	1204/11	1864-76 1886-89	- 3,4	4,1	13,6	5,9	5,1	17,0
Davos	1580	1901-60	- 6,3	2,0	11,7	3,4	2,8	18,0
Wiesen	1454	1901-40	- 3,5	3,6	13,2	5,6	4,8	16,7
Alvaneu	1775	1901-60	- 3,7	9,1	14,0	6,2	5,4	17,7
St. Moritz	1825	1901-60	- 6,8	1,2	11,3	3,1	2,2	18,1
Bever	1710	1901-60	-10,0	0,5	11,1	1,9	1,0	21,1
Schuls	1298	1901-60	- 6,7	4,1	13,6	5,9	5,1	17,0

Tab. 1 a Temperaturmittel ausgewählter Monate (in °C)

Quelle: M. SCHUEPP, 1960, G. GENSLER, 1978

<u>Station</u>	<u>Höhe</u>	<u>Periode</u>	<u>Winter</u>	<u>Frühling</u>	<u>Sommer</u>	<u>Herbst</u>	<u>Jahr</u>
Klosters	1200	1931-60	295	279	454	296	1324
Davos	1561	1931-60	212	191	391	224	1018
Filisur	1030	1931-60	139	163	333	214	849
Latsch	1585	1901-40	167	233	373	249	1022
Preda	1796	1901-40	175	238	390	272	1075
St. Moritz	1832	1931-60	129	154	299	227	809
Bever	1712	1931-60	134	159	305	221	819
Schuls	1253	1931-60	131	122	261	181	695

Tab. 1 b Mittlere Niederschlagssummen pro Jahreszeit und Jahr (in mm)

Quelle: H. UTTINGER, 1965, G. GENSLER, 1978

3.4. Bisherige Arbeiten

An bestehenden quartärmorphologischen Arbeiten sind in erster Linie die bereits genannten geologischen Untersuchungen und die daraus entstandenen Kartenwerke zu erwähnen. Als grosser Nachteil erwies sich aber, dass in diesen geologischen Karten die Blockgletscher bzw. deren Fliesswülste und Stirnbereiche mit der gleichen Signatur wie die Moränenwälle gekennzeichnet wurden, so dass die Unterscheidung dieser zwei Formelemente nicht zum Ausdruck kam. Eine gründliche kartographische Neuaufnahme war also zum vornherein erstes Ziel meiner Untersuchungen.

Die Gliederung der Moränenwälle, sofern überhaupt eine vorgenommen wurde, umfasste neben "rezenten Moränen", dem damaligen Kenntnisstand entsprechend, allenfalls noch "Daun-Moränen". Verglichen mit der heutigen Spätglazial-Gliederung beinhaltete dieses Daun-Stadium sowohl das Daun im engeren Sinne, wie auch das später von H. KINZL (1929, 1932) eingeführte Egesen. Damit entsprach es noch ganz der Auffassung von A. PENCK und E. BRUECKNER (1909). Umso erstaunlicher ist somit die einzig von H. EUGSTER (1923) gemachte Feststellung, dass sich das Daun-Stadium in vier bis fünf Phasen gliedern lasse. Im Vergleich mit der eigenen Einteilung zeigte es sich, dass Gletscherstände, die H. EUGSTER (S. 110) vor allem wegen ihrer Formfrische und ihres guten Erhaltungszustandes besonders hervorhob, nach den heutigen Korrelationskriterien dem Egesen-Stadium zugeordnet werden können. Damit hatte H. EUGSTER bereits v o r H. KINZL eine weitere Unterteilung des Daun-Stadiums vorgenommen.

Aeltere als "Daun-Moränen" sind in den geologischen Arbeiten im Gebiet Mittelbünden nur selten ausgeschieden worden. Eine Ausnahme bilden dabei die markant ausgeprägten Ufermoränen des Silvretta-Gletschers bei Klosters, die J. CADISCH (1925/26) als möglicherweise dem Gschnitz-Stadium zugehörend bezeichnete.

Dessenungeachtet ist es aber doch erstaunlich, dass die Moränen ziemlich vollständig und zum Teil mit grosser Beobachtungsgabe erkannt wurden. Jedenfalls waren diesen geologischen Karten viele Hinweise zu entnehmen.

An jüngeren quartärmorphologischen Arbeiten sind noch die Arbeiten von H. JAECKLI (1957) und H.R. SALATHE (1961) zu erwähnen.

In der "Aktuologischen Kartenskizze Sertig - Val Tuors - Piz Kesch und Umgebung" von H. JAECKLI sind neben Schuttbildungen vor allem die neuzeitlichen Moränenwälle und Gletscheraushenungen dargestellt. Die Kartierung von H.R. SALATHE, die eine gesamtschweizerische Gliederung des Spätglazials beinhaltet, umfasst, zumindest im Gebiet Mittelbünden, weit weniger Moränen und Gletscherstände, als rund 30 Jahre früher von den verschiedenen Geologen bereits erkannt und dargestellt wurden. Bei

ihm sind zudem erstaunlicherweise oft nur die abgelegensten Kare kartiert, während die näher gelegenen Moränen in den Haupttälern unverständlicherweise unberücksichtigt blieben. Bei der Gliederung der Gletscherstände hat H.R. SALATHE ausserdem das Egesen-Stadium noch als nicht existent angenommen.

Neben den bereits erwähnten Diplomarbeiten in den drei grossen Seitentälern der Davoser Landschaft hat in jüngster Zeit auch H. KERSCHNER (1976) einige Teilgebiete aus dem vorliegenden Arbeitsgebiet untersucht. Seine Ausführungen konnten mit wenigen Ausnahmen bestätigt werden.

In R. HANTKES Werk "Das Eiszeitalter" (Bd. II, 1980) wurde ein genereller Ueberblick über das ganze Arbeitsgebiet gegeben. Die Gletscherstände sind darin meist mit lokalen Namen bezeichnet, so dass ein Vergleich mit dem ostalpinen Schema nicht unmittelbar gezogen werden kann.

B D E R Z E I T I G E R K E N N T N I S S T A N D

1. UEBERSICHT

Die vor allem in den letzten Jahren im alpinen Raum durchgeführten gletscher- und klimageschichtlichen Arbeiten über das Spät- und Postglazial konnten immer mehr erhärten, dass die Ereignisse und Vorgänge in den Ost- und Westalpen parallel verlaufen sind. Die dabei in mehreren Einzelgebieten festgestellten Gletscher- und Klimaschwankungen können heute in ein immer dichter belegtes allgemeines Schema eingeordnet werden, dessen Gültigkeit stets erneut bestätigt oder allenfalls regional verfeinert werden kann. Da auch in der vorliegenden Arbeit dieses Schema die Grundlage für die eigenen Untersuchungsergebnisse darstellt, soll es noch einmal kurz umrissen werden. Dabei wird aus einleuchtenden Gründen nur auf diejenigen Punkte eingegangen, die für das Verständnis meiner Arbeit von Bedeutung sind.

2. DAS SPAETGLAZIAL

Unter dem alpinen Spätglazial wird allgemein der Zeitraum zwischen dem Ende des Hochwürms und dem Beginn des Postglazials verstanden. Ist der Zeitpunkt der Wende Spät-/Postglazial mit rund 10'200 Jahren vor heute einigermaßen gut bekannt und konventionell festgelegt, so konnte der Beginn des Spätglazials noch an keiner Stelle exakt erfasst werden. Für die Zeitspanne des Spätglazials sollen aber nach G. PATZELT (1980, S. 13) grössenordnungsmässig 6-7000 Jahre zur Verfügung gestanden haben, so dass der Anfang des alpinen Spätglazials somit vor rund 16-17'000 Jahren anzusetzen wäre.

Am Ende der letzten Eiszeit, am Uebergang zum Spätglazial, begannen die dem Alpenraum entströmten und weit bis ins Vorland vorgestossenen Gletschersysteme durch die einsetzende Klimaverbesserung wieder in ihre angestammten Täler zurückzuschmelzen. Seit dem umfassenden Werk von A. PENCK und E. BRUECKNER "Die Alpen im Eiszeitalter" (1909) ist bekannt, dass sich dieser Eisabbau nicht kontinuierlich, sondern in mehreren Etappen vollzog, in denen die schwindenden Eismassen sich kurzfristig regenerierten und wieder mehrere Vorstösse, sogenannte "Stadiale", verzeichneten. Im Raume des eiszeitlichen Innalpgletschers wurde durch A. PENCK und E. BRUECKNER (1909) das klassische Stadialsystem "Bühl - Gschnitz - Daun" festgelegt, das nach mehrmaliger Ueberprüfung heute noch, allerdings um einige Gletschervorstösse erweitert, die Grundlage des ostalpinen Gletscherrückganges bildet.

Auch in anderen Einzugsgebieten konnten analog zum Innalpgletscher ähnliche "Rückzugsstadialen" festgestellt und miteinander

parallelisiert werden. Eine tabellarische Uebersicht dieser Gletscherstände in den verschiedenen Einzugsgebieten der Schweiz hat R. HANTKE ("Eiszeitalter I", S. 374 ff) zusammengestellt.

Dieses vorerst dreigliedrige System "Bühl - Gschnitz - Daun" wurde in der Folge erweitert, von H. KINZL (1929, 1932) um das "Egesen-Stadium" und von R. v. KLEBELSBERG (1950) um das "Steinach-Stadium". Um die in der Zwischenzeit entstandene Verwirrung der Auffassungen zu beseitigen, haben F. MAYR und H. HEUBERGER (1968) sämtliche Typlokalitäten neu untersucht und das seither gebräuchliche System "Bühl - Steinach - Gschnitz - Daun - Egesen" fixiert. Die überregionale Gültigkeit dieser Abfolge konnte seither immer wieder bestätigt werden (H. HEUBERGER, 1966, 1968, H. KERSCHNER, 1976, 1978). Innerhalb des Egesen-Stadiums konnte G. GROSS (1974) im Silvrettagbiet ausserdem den "Kromer-Stand" festlegen, dessen Bedeutung vorläufig auf jenes Gebiet beschränkt blieb (G. GROSS et al., 1978).

Im Gelände befinden sich die spätglazialen Moränen und Gletscherstände alle deutlich v o r den Ablagerungen der postglazialen, bzw. neuzeitlichen Gletscherhochstände, denn nach G. PATZELT (1973a) haben sich die Gletscher spätestens vor rund 9500 Jahren auf etwa heutige Grössenordnung zurückgezogen und stiessen seither im Zeitraum des Postglazials nie mehr wesentlich weiter vor als während der Hochstände der Neuzeit. Somit sind sämtliche ausserhalb der neuzeitlichen Grössenordnung liegenden Moränen dem Spätglazial zuzurechnen, wobei offen bleibt, ob die innersten Vorstösse möglicherweise noch im frühen Präboreal, zwischen 10'200 - 9500 Jahren vor heute stattgefunden haben könnten (G. PATZELT, 1977, S. 251). Ueber diesen Zeitraum zu Beginn des Postglazials ist aber bis jetzt allgemein zu wenig bekannt, so dass darüber die Auffassungen noch auseinandergehen.

Für die Charakterisierung der spätglazialen Gletscherstände haben sich neben der Moränenbeschreibung vor allem "Schneegrenzberechnungen" als geeignetstes Korrelationskriterium erwiesen (H. KERSCHNER, 1976, 1978, G. GROSS et al., 1978, vgl. auch F. BEELER, 1977, R. FRAEDRICH, 1979). Dabei konnten die Beziehungen zwischen der Gleichgewichtslinie (GWL) des betreffenden Stadiums und dem Bezugswert des Gletscherhochstandes von 1850 (BZN 1850) mit linearen Regressionsgleichungen beschrieben werden (H. KERSCHNER, 1976). Die so erhaltenen "Schneegrenzdepressionen" dienen dazu, um Gletscherstände in den verschiedensten Gebieten miteinander zu parallelisieren (vgl. Kap. B 5.).

Die absolute zeitliche Gliederung dieser spätglazialen Stadien beruht im wesentlichen noch auf Mindestaltern, die unter Umständen von der tatsächlichen Ablagerungszeit der einzelnen Moränen weit entfernt sein können. Abgesehen vom Egesen-Stadium, das gut mit der Jüngerer Dryaszeit übereinzustimmen scheint (G. PATZELT und S. BORTENSCHLAGER, 1976), ist die Einordnung der übrigen spätglazialen Gletscherstände noch nicht definitiv, weil die Datierungsgrundlagen vorläufig zu spärlich sind. Ihre zeitli-

che Stellung habe ich deshalb mit einem Fragezeichen (?) versehen.

Die Existenz vor allem des Daun- und des Egesen-Stadiums lässt sich, entgegen früherer Ansichten (H.R. SALATHE, 1961), grundsätzlich in den meisten bisher untersuchten oesterreichischen und angrenzenden Gletschergebieten nachweisen (H. KERSCHNER, 1976). Nach den Ergebnissen von H.N. MUELLER (1975) und M. KUETTEL (1979) konnten diese beiden Stadien auch im Wallis festgestellt werden. Ausserdem deuten auch die Untersuchungen von J. L. de BEAULIEU et M. JORDA (1977) an, dass in den französischen Alpen mit einer sehr ähnlichen stadialen Abfolge wie in den Ostalpen zu rechnen ist.

Die nachstehende Aufstellung fasst die stadiale Gliederung des Spätglazials zusammen, wie sie zur Zeit als gültig und vertretbar aufgefasst werden kann. Sie stützt sich im wesentlichen auf folgende Arbeiten: H. HEUBERGER, 1966, 1968, F. MAYR und H. HEUBERGER, 1968, G. PATZELT, 1976, 1980, H. KERSCHNER, 1976, 1978a, G. GROSS, 1974, G. GROSS et al., 1978. Fig. 1 soll den allgemeinen Ablauf und die Gliederung verdeutlichen.

Die Gliederung des Spätglazials

BUEHL - Stadium (A. PENCK und E. BRUECKNER, 1909)

Typlokalität: Kirchbichl oberhalb Kufstein (Inngletscher), Endmoränen und Eisrandlagen
Vorgang: mehrgliedriger Vorstoss oder Halt des noch intakten Inneisstromnetzes
Schneegrenze: 900 - 1000 m tiefer als "heute"
Alter: über 15'000 Jahre vor heute

STEINACH - Stadium (R. v. KLEBELSBERG, 1950)

Typlokalität: Steinach am Brenner (Gschnitztalgletscher), endnahe Ufermoränenserie
Vorgang: selbständiger Vorstoss der Lokalgletscher, stellenweise über letzte inaktive Toteisreste des Eisstromnetzes
Merkmale: Moränen stark verformt und abgetragen
Schneegrenze: 800 - 900 m tiefer als "heute"
Alter: zwischen Bühl- und Gschnitz-Stadium

GSCHNITZ - Stadium (A. PENCK und E. BRUECKNER, 1909)

Typlokalität: Trins im Gschnitztal, Brennergebiet (Gschnitztalgletscher), Endmoränenbogen, Ufermoränen

Vorgang: Vorstoss der Lokalgletscher, nur wenig kleiner als Steinach-Stadium, Toteis des Eisstromnetzes restlos verschwunden

Merkmale: Moränen gut und formfrisch erhalten

Schneegrenze: SG-Depression Original-Gschnitz: 680 m/BZN "1850", äquivalente Gletscherstände: 630 - 700 m/BZN "1850"

Alter: über 13'000 Jahre vor heute

DAUN - Stadium (A. PENCK und E. BRUECKNER, 1909)

Typlokalität: Ranalt im Stubaital (Stubai- und Langentalgletscher), Ufermoränenserie

Vorgang: Vorstösse der viel kleiner gewordenen Lokalgletscher

Merkmale: hochgelegene Moränen periglazial überformt und oft nur lückenhaft erhalten

Schneegrenze: SG-Depression Original-Daun: 265 m/BZN "1850" Regressionsgleichung für äquivalente Gletscherstände: $GWL (Daun) = -1250 + 1,35 BZN "1850"$

Alter: Aeltere Dryas (?), ca. 12'000 Jahre vor heute

EGESEN - Stadium (H. KINZL, 1929, 1932)

Typlokalität: Egesengrat und Glamergrube (Stubaital), Moränenserie

Vorgang: letzte spätglaziale Vorstossperiode vor dem Abschmelzen der Gletscher auf neuzeitliche Größenordnung

Merkmale: überaus formfrische und zum Teil blockreiche Moränen, oft diskordante Ueberlagerung von Daun-Moränen, mehrere Vorstossphasen erkennbar

Schneegrenze: SG-Depression Original-Egesen: 218 m/BZN "1850" Regressionsgleichung für äquivalente Gletscherstände: $GWL (Egesen) = -437 + 1,084 BZN "1850"$

Alter: Jüngere Dryas, 11'000 - 10'200 Jahre vor heute, letzte Vorstösse möglicherweise noch im frühen Präboreal

DIE GLIEDERUNG DES SPÄTGLAZIALS

(SCHEMATISCHES TALLÄNGSPROFIL)

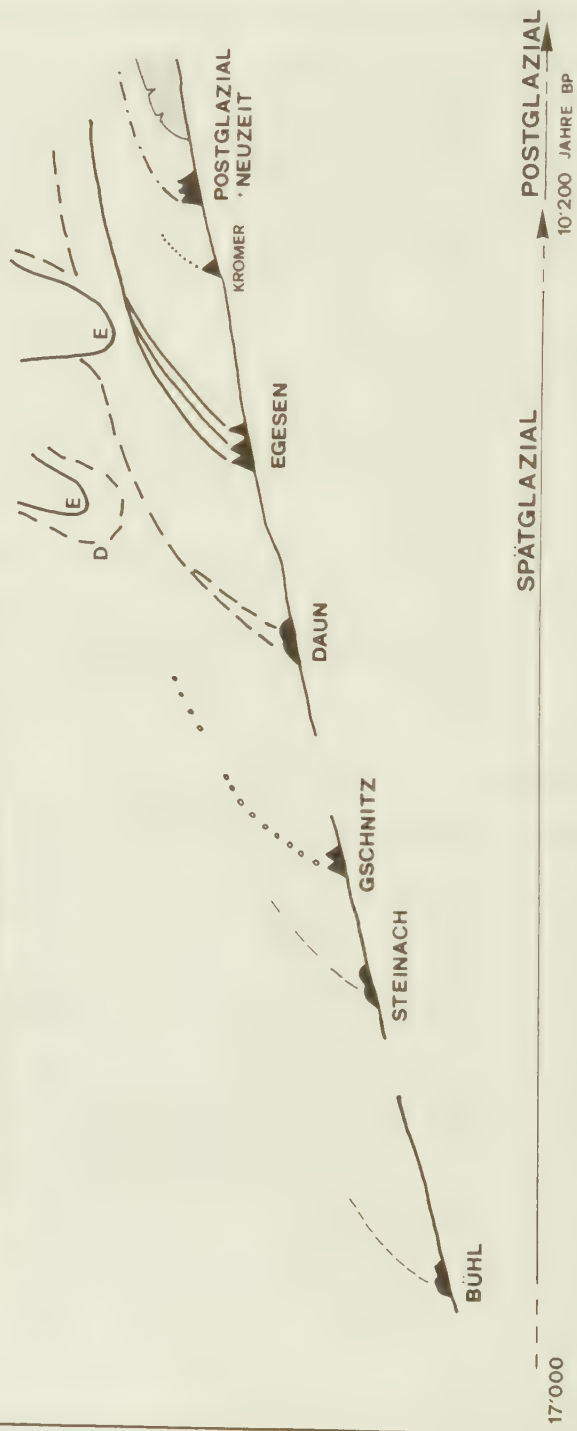


FIG. 1

Kromer-Stand (G. GROSS, 1974)

- Typlokalität: Kromertal (Silvretta-Gruppe),
End- und Ufermoränen
- Vorgang: innerster und jüngster Stand innerhalb des Egesen-Stadiums, letzter Vorstoss deutlich ausserhalb der postglazialen bzw. neuzeitlichen Gletscherstände
- Merkmale: vor allem an kleinen, schnell reagierenden Gletschern ausgeprägt
- Schneegrenze: SG-Depression Original-Kromer: 79 m/BZN "1850"
Regressionsgleichung für äquivalente Gletscherstände: $GWL (Kromer) = -7 + 0,97 BZN "1850"$
- Alter: frühes Präboreal (?), 10'200 - 9'500 Jahre vor heute

Neben diesem gebräuchlichen Spätglazialsystem wurden auch lokale Gletscherstand-Abfolgen erarbeitet. F. BEELER (1977) stellte im Berninapassgebiet untenstehendes System auf, das aber nach seinen Ausführungen wie folgt mit dem ostalpinen Schema korreliert werden kann (S. 263 ff):

<u>LOKALBEZEICHNUNG</u>	<u>SG-DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Val da Fain-Stand	ca. 300 m	DAUN-Stadium
Languard-Stand	160 - 240 m	EGESEN-Stadium
Morteratsch-Stand	50 - 120 m	Kromer-Stand

R. FRAEDRICH (1979) führte im Ferwallgebiet für Gletscherstände mit 60-80 m SG-Depression den Lokalnamen "Kartellschwankung" ein. Aufgrund der Depressionswerte können diese Vorstösse aber gut mit dem bereits von G. GROSS (1974) beschriebenen Kromer-Stand parallelisiert werden.

In meiner Arbeit über die Gletschervorstösse im Spätglazial habe ich versucht, die einzelnen Gletscherstände mit dem oben beschriebenen ostalpinen System zu korrelieren. Damit sollte vermieden werden, dass die bereits bestehenden und schon mehrmals nachgewiesenen Stadien mit weiteren, die allgemeine Uebersicht verwirrenden Lokalnamen belastet wurden. Wo jedoch keine Parallelisierung mit bekannten Gletscherständen möglich war, habe ich die lokalen Bezeichnungen beibehalten. Im Gebiet Mittelbünden zeichneten sich innerhalb des bisherigen Schemas neu das "Clavadel-Stadium" und der "Bocktëntälli-Vorstoss" ab. Ihre Stellung und gletschergeschichtliche Bedeutung sind zusammenfassend in Kap. F 1. dargestellt. Wenn im folgenden einzelne Gletscherstände mit "Daun-", bzw. "Egesen-Stadium" bezeichnet werden, so hat dies genau genommen die Bedeutung von "daun-", bzw. "egesen-äquivalent". Damit soll also nicht die kaum exakt beweisbare Uebereinstimmung, sondern vielmehr die naheliegende Verwandtschaft dieser Gletschervorstossperioden zum Ausdruck kommen.

Für eine verständliche und übersichtliche Gliederung war es notwendig, die einzelnen Moränen sowie die sich abzeichnenden Gletscherstände mit einem einheitlichen Signatur-System zu kennzeichnen.

Die Grossbuchstaben stehen dabei für die einzelnen Stadien:

G	GSCHNITZ-Stadium
C	CLAVADEL-Stadium
D	DAUN-Stadium
E	EGESEN-Stadium

Mit römischen Ziffern sind die innerhalb dieser Stadien unterscheidbaren Gletscherstände bezeichnet. Dabei bedeutet "I" stets der erste und vorderste Stand innerhalb der betreffenden Abfolge, z.B. steht "E I" für den Egesen-Maximalstand. Ist die Stellung eines Gletscherstandes in der entsprechenden Abfolge nicht eindeutig dem Maximalstand "I" oder einer allfällig zweiten Phase "II" zuzuordnen, so wird nur der Grossbuchstabe verwendet. Mit "E" oder "D" wird dabei zumindest die Zugehörigkeit zum Egesen- bzw. Daun-Stadium charakterisiert.

Mit arabischen Zahlen sind vorwiegend in den Abbildungen einzelne Moränenwälle gekennzeichnet. Dabei können z.B. die Moränen "E 1" und "E 2" den Gletscherstand "E I" bilden.

3. DAS POSTGLAZIAL

Der Abschnitt des alpinen Postglazials begann vor rund 10'200 Jahren und umfasst den Zeitraum bis heute. Aus methodischen Gesichtspunkten wird das Postglazial oft in die Vorneuzeit (10'200 BP bis 1500 n. Chr.) und in die Neuzeit (1500 n. Chr. bis heute) eingeteilt.

Die Erforschung der Gletscher-, Vegetations- und schliesslich Klimaschwankungen in diesem Zeitraum erfolgt in den meisten Fällen mit mehreren sich ergänzenden Methoden. Dabei spielt die Datierung gletschergeschichtlicher Vorgänge, wie sie zum Beispiel an fossilen Bodenhorizonten in mehrgliedrigen Moränenablagerungen vorgenommen werden kann, eine grosse Rolle (vgl. H.N. MUELLER, 1975, W. SCHNEEBELI, 1976, F. ROETHLISBERGER, 1976). Die palynologische Auswertung hochgelegener Torfmoore ergibt dabei den Ablauf der postglazialen Vegetationsentwicklung, die in ihren Schwankungen meist parallel zu den Gletscherbewegungen verläuft (vgl. C. BURGA, 1980). Wenn sich zudem das Torfprofil mit anorganischen Einschwemmungen aus nahegelegenen Moränenablagerungen verknüpfen lässt, so ergeben sich daraus gegenseitig bestätigende Resultate (vgl. G. PATZELT, 1973a). Die Datierung möglichst über der heutigen Waldgrenze gelegener fossiler Hölzer und insbesondere deren dendrochronologische Auswertung sind weitere Möglichkeiten, um Hinweise über frühere Waldgrenzschwankungen und Klimaveränderungen zu erhalten (vgl. u.a. F. ROETHLISBERGER, 1980).

Für die Erfassung der neuzeitlichen Gletscher- und Klimaschwankungen stehen in günstigen Fällen noch weit vielfältigere Möglichkeiten zur Verfügung: Historisches Quellenmaterial, wie alte Kartenaufnahmen, Stiche, Aquarelle, Reisebeschreibungen usw. ermöglichen oft, die Ausdehnung früherer Gletscher abzuleiten (vgl. u.a. G. PATZELT, 1973b, B. MESSERLI et al., 1975, H. ZUMBUEHL, 1975, 1980, H.P. HOLZHAUSER, 1978, 1980). In jüngerer Zeit stehen für die Beschreibung und Erklärung rezenter Gletscherschwankungen neben den instrumentell erfassten Klimadaten auch eine grosse Anzahl vermessener Gletscherbewegungsreihen zur Verfügung (vgl. M. GAMPER und J. SUTER, 1978).

Aus gletschergeschichtlicher Sicht beginnt der Zeitraum des Postglazials mit dem Abschmelzen der Gletscher auf ungefähr neuzeitliche Grössenordnung. Dieser Vorgang war nach G. PATZELT (1973a) spätestens um 9500 vor heute beendet. Gleichzeitig dürfte auch die Waldgrenze auf diejenige Höhe gestiegen sein, auf der sie auch heute ohne menschliche Beeinflussung läge. Seither lassen sich, am gegenwärtigen Kenntnisstand gemessen, nach G. PATZELT (1977, 1980, S. 16) mindestens acht, meist mehrgliedrige Gletschervorstossperioden feststellen, während denen sich die alpinen Gletscher jeweils nur geringfügig weiter oder gleich ausgedehnt haben wie in der Neuzeit. Die Waldgrenze schwankte dabei um höchstens 200 - 250 Höhenmeter. In Perioden relativer Klimagunst stieg sie im Maximum 100 - 150 Meter höher als sie bei gegenwärtigen Klimaverhältnissen liegen würde. Damit konnte das in früheren Arbeiten oft überschätzte Ausmass des Waldgrenzanstieges von bis zu 500 Metern in einen angemesseneren Rahmen gestellt werden. Die verschiedenen Gletscherhochstandsperioden, wie sie in den Ostalpen erkannt und beschrieben wurden, lassen sich auch mit den Ergebnissen aus den Westalpen gut parallelisieren (H. ZOLLER und Mitarbeiter, 1960, 1966, 1971, 1978 unveröff.). Die Unstimmigkeiten liegen lediglich in dem noch nicht eindeutig belegten Abschnitt des frühen Präboreals (vgl. G. PATZELT, 1977, S. 250 ff). Damit scheinen sich diese postglazialen Kaltphasen auch überregional gleichzeitig ausgewirkt zu haben.

4. BLOCKGLETSCHER

In meinem Arbeitsgebiet kommen sehr viele Blockgletscher vor, die zum Teil noch aktiv sind oder als fossile Formen von früheren, meist spätglazialen Klimaverhältnissen zeugen. Nach der Zusammenstellung von D. BARSCH (1978) weisen die von den Landeskarten "Scalettapass" (Bl. 1217) und "Albulapass" (Bl. 1237) bedeckten Gebiete mit je über 30 Einzelformen die grösste "Blockgletscherdichte" der Schweizer Alpen auf. Aus diesem Grund habe ich die Blockgletscher und die damit verwandten Schuttkörper ebenfalls in meine Kartierung aufgenommen. In Zusammenhang mit den spät- und postglazialen Gletscherständen zeichneten sich mehrere interessante morphologische Situationen ab, aus denen Hinweise über Bildungsalter und Aktivitätszeitraum einzelner Formen abgeleitet werden konnten.

Blockgletscher wurden gerade in jüngerer Zeit zum Teil mit modernsten Methoden intensiv untersucht, so u.a. von D. BARSCH, 1969, 1973 a, b, 1978, D. BARSCH und G. HELL, 1975, D. BARSCH und L. KING, 1975, D. BARSCH et al., 1979, W. FISCH et al., 1979, W. HAEBERLI, 1975, W. HAEBERLI et al., 1979). In zunehmendem Masse wurden Blockgletscher auch für die Interpretation früherer klimageschichtlicher Ereignisse herangezogen, so von H. HEUBERGER, 1966, L. KING, 1974, H. KERSCHNER, 1976, 1978 a, c.

Blockgletscher werden heute allgemein als Erscheinungen des Permafrostes aufgefasst. Fossile Formen, die im Gegensatz zu den aktiven Blockgletschern in vergleichbarer Lage und Exposition rund 500 - 600 Höhenmeter tiefer liegen, widerspiegeln demnach eine frühere Permafrostverbreitung (vgl. H. KERSCHNER, 1978 a, S. 41). Da die fossilen Blockgletscher meist innerhalb der Daun-Vergletscherung liegen und oft mit den Moränen des Egesen-Stadiums in Kontakt stehen, ja einen grossen Teil ihres Schuttes aus denselben bezogen haben, parallelisiert H. KERSCHNER (1978 a, S. 43) ihren Aktivitätszeitraum hauptsächlich mit dem Egesen-Stadium. Diese Zuordnung scheint auch in meinem Untersuchungsgebiet gültig zu sein. In einigen Fällen ist es mir sogar gelungen, das Maximalalter der Bewegungsphasen sogar noch etwas genauer anzugeben.

Bei meiner Kartierung habe ich die Blockgletscher in "aktive" und "fossile" Formen unterteilt. Für die Unterscheidung habe ich folgende indirekten Kriterien beachtet (vgl. D. BARSCH, 1973 b, H. KERSCHNER, 1976):

Aktive Blockgletscher weisen eine messbare Geschwindigkeit auf, die anhand der zumeist frischen, vegetationsfreien und übersteilen Aussenböschungen abgeleitet werden kann.

Fossile Blockgletscher zeigen keine Bewegung mehr; ihre Aussenböschungen sind daher stumpf und abgerundet und in der Regel vegetationsbedeckt. Der typische Grundriss von intakten Blockgletschern ist aber weitgehend erhalten.

Neben den aktiven und fossilen Formen werden oft zusätzlich die inaktiven Blockgletscher unterschieden. Diese weisen keine messbare Bewegung mehr auf. Ihre Aussenböschungen tragen einen Vegetationsanflug, der auf morphologische Ruhe hinweist. Ansonsten gleichen sie aktiven Blockgletschern. Aktive und inaktive Blockgletscher können als intakte Blockgletscher bezeichnet werden.

Da es im Gelände oft schwierig ist, die inaktiven Blockgletscher von den aktiven zu unterscheiden, habe ich bei der Kartierung beide Arten vereinfacht als "aktiv" zusammengefasst. Diese Gruppe konnte dann meist eindeutig von den fossilen Blockgletschern unterschieden werden.

Eine besondere Art von Schuttkörpern stellen die sogenannten "Larstig-Formen" dar. Sie wurden, ausgehend von der Situation im Larstigtal, erstmals von H. HEUBERGER (1966) beschrieben. Es handelt sich dabei um meist durch die Einwirkung von Firn und Eis hervorgerufene Schuttbildungen. Diese können als Blockgletscher, manche auch als Wülste und Girlanden von Fliessschuttedecken oder sogar als ältere verformte Moränen auftreten. Da die Larstigbildungen an der Typuslokalität stratigraphisch durch eine Ortsteinlage von den Egesen-Moränen des Haupttalgletschers getrennt sind, nimmt H. HEUBERGER für den Zeitraum ihrer Entstehung das Ende der "Postglazialen Wärmezeit" an. In der heutigen Postglazialchronologie wird die Larstig-Schwankung mit der Frosnitz-Kühlphase parallelisiert (vgl. G. PATZELT, 1977).

Bei der Kartierung ist die Unterscheidung zwischen den fossilen Blockgletschern und den Larstig-Formen nicht immer einfach. Oft gehen die Formen fliessend ineinander über. Wo aber die Formen des Larstig diskordant über älteren Blockgletschern liegen, können sie eindeutig als jüngere Bildungen erkannt werden.

5. DIE METHODEN DER SCHNEEGRENZBERECHNUNG

Der Problemkreis der Definition, Bestimmung und Anwendbarkeit der sogenannten "Schneegrenze" als Korrelationskriterium für spätglaziale Gletscherstände wurde gerade in den neueren gletschergeschichtlichen Arbeiten wiederholt erörtert (G. PATZELT, 1973b, G. GROSS, 1974, H. KERSCHNER, 1976, 1978a, F. BEELER, 1977). Eine Zusammenfassung sämtlicher Berechnungsmethoden wurde von G. GROSS, H. KERSCHNER und G. PATZELT (1978) gegeben. Da in dieser Publikation die Fragen in bezug auf diese "Schneegrenze" ausreichend diskutiert und dargestellt wurden, sollen im folgenden nur diejenigen Begriffe und Bestimmungsv Verfahren näher erläutert werden, die ich auch im Verlaufe meiner eigenen Untersuchungen angewandt und getestet habe.

Mit Hilfe von "Schneegrenzberechnungen" versucht man, das Ausmass der für die spätglazialen Gletschervorstösse verantwortlichen Schneegrenzabsenkung festzustellen. Aufgrund dieser Beträge können Gletscherstände in verschiedenen Gebieten miteinander parallelisiert werden. Man nimmt dabei an, dass Gletscherstände mit ähnlichen Schneegrenzdepressionswerten zur gleichen Zeit stattgefunden haben.

Gemäss den Untersuchungen von G. GROSS et al. (1978) kann dabei die sogenannte "2:1-Flächenteilungsmethode" als genauestes und zuverlässigstes Bestimmungsverfahren für die "Schneegrenze" angesehen werden. Diese Methode beruht auf der glaziologischen Beobachtung, dass die "Gleichgewichtslinie" (GWL) Akkumulations- und Ablationsgebiet eines Gletschers im Flächenverhältnis 2:1 teilt, sofern sich der Gletscher im Gleichgewicht befindet. Die GWL ist in den glaziologischen Untersuchungen als diejenige Linie definiert, die alle Punkte auf einem Gletscher verbindet, deren Nettobilanz am Ende des Haushaltsjahres gleich null ist. Da die mittlere Höhenlage dieser GWL auf rezenten Gletschern von Jahr zu Jahr ändert, wird sie für geomorphologische, gletscher- und klimageschichtliche Fragestellungen als Mittelwert über einen längeren Zeitraum definiert und vereinfacht als "Schneegrenze" bezeichnet (G. GROSS et al., 1978, S. 227).

Bei der Schneegrenzbestimmung nach der 2:1-Flächenteilungsmethode geht man so vor, dass der auszuwertende Gletscher auf der Karte so genau wie möglich rekonstruiert wird. Zunächst grenzt man das ehemalige Nähr- und Zehrgebiet ab und zeichnet die auf der Eisoberfläche verlaufenden Höhenkurven, meist im Abstand von 100 Metern ein. Dann werden die zwischen den Höhenlinien liegenden Teilflächen planimetriert, aufsummiert und als hypsographische Kurve aufgetragen. Die Bestimmung der Gleichgewichtslinie oder "Schneegrenze" kann nun entweder zeichnerisch, indem die hypsographische Kurve im Verhältnis 2:1 geteilt wird, oder rechnerisch erfolgen. Für letzteres Vorgehen hat H. KERSCHNER (1976) zur Ueberprüfung verschiedener Teilungsverhältnisse ein Taschenrechnerprogramm entwickelt.

Als Bezugswert für die Berechnung der sogenannten "Schneegrenzdepression" (SG-DEP) zieht man den Hochstand von 1850 heran. Dieser ist bei praktisch allen alpinen Gletschern ausgebildet, kann meist ohne Schwierigkeiten rekonstruiert werden und erlaubt dadurch überregionale Vergleiche.

Bestehen im Einzugsgebiet des rekonstruierten spätglazialen Gletschers mehrere einzelne 1850er-Stände, so bildet man das sogenannte "Bezugsniveau" (BZN), eine besondere Form des gewichteten Mittels der GWL um 1850 (H. KERSCHNER, 1976, G. GROSS et al., 1978). Dabei werden alle im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers liegenden 1850er-Stände nach ihrer anteilmässigen Bedeutung gewichtet. Ein einfaches Beispiel ist in Fig. 2 dargestellt. Die Rekonstruktion dieses Gletschers ergab, dass er im Spätglazial zur Zeit des fraglichen Standes aus vier verschiedenen Karen Eiszufluss erhielt (Nr. 1-4). Drei dieser Karabschnitte waren um 1850 noch vergletschert. Für die Bildung des BZN für die SG-DEP-Berechnung werden nun zuerst die GWL der 1850er-Stände nach dem 2:1-Verfahren ermittelt. Die 1850er-GWL in damals unvergletscherten Karen (Nr. 1) muss dabei abgeschätzt werden. Der spätglaziale Gletscher wird nun oberhalb seiner GWL in verschiedene Teilströme aufgeteilt, die den damaligen Zuflüssen aus den einzelnen Karabschnitten entsprechen. Ihr flächenmässiger Anteil stellt dabei den Faktor dar, mit welchem die 1850er-GWL der verschiedenen Kare gewichtet werden. Bedeutendere Zuflüsse gehen somit auch mit grösserem Gewicht in die Rechnung ein. Diese Art der Bezugswertbildung zeigte nach H. KERSCHNER (1976, 1978 a) und G. GROSS et al. (1978) die beste Korrelation mit der GWL spätglazialer Gletscherstände.

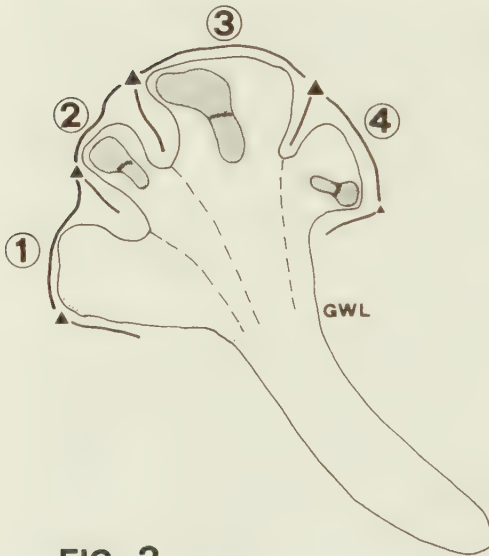
Die rechnerische Ermittlung des BZN, der GWL und der SG-Depression ermöglicht die Angabe dieser Beträge auf Meter "genau". In Anbetracht der zahlreichen Unsicherheiten, mit denen jede SG-Bestimmung belastet ist, soll damit aber keineswegs eine kaum erreichbare Genauigkeit vorgetäuscht werden. Nach einer persönlichen Abschätzung sind nämlich die SG-Depressionswerte mit einem mindestens ± 5 Prozent betragenden Fehlerbereich zu veranschlagen. Der Grund, dass in den folgenden Ausführungen die SG-Angaben nicht gerundet werden, liegt darin, dass diese Werte später zu statistischen Zwecken weiterverwendet werden sollten.

Neben der 2:1-Flächenteilungsmethode soll noch auf ein weiteres Bestimmungsverfahren für die Ermittlung von SG-Depressionen eingegangen werden. Es handelt sich dabei um das von A. ZIENERT (1965, 1957, 1970) eingeführte und später als d/2-Methode bezeichnete Bestimmungsverfahren, das sehr einfach und mit wenig Zeitaufwand durchgeführt werden kann. Es beruht auf der Annahme, dass die Schneegrenzdepression zwischen zwei Gletscherständen gleich dem halben Vertikalabstand der betreffenden Zungenenden ist. Da diese Methode je nach der Topographie des Gletscherbettes zu uneinheitlichen Resultaten führen kann, wird sie von H. KERSCHNER (1976, S. 228 ff) als nur beschränkt geeignet bezeichnet. Ihre Anwendung als Interpolationsmethode scheint aber in all denjenigen Fällen angebracht, in denen die 2:1-Methode

de nicht durchgeführt werden kann. Dies kann vor allem dann eintreten, wenn der zu untersuchende Gletscherstand so kompliziert zusammengesetzt ist, dass eine genaue Rekonstruktion seiner Fläche beinahe unmöglich ist.

Da die d/2- und die 2:1-Methode noch nirgends direkt miteinander verglichen wurden, werden sie in Kap. F 3.8. etwas eingehender behandelt.

DAS BEZUGSNIVEAU (nach H KERSCHNER)



- 1-4 KARE bzw. TEILSTRÖME
□ GLETSCHER um 1850
— Gleichgewichtslinie 2:1

Berechnungsbeispiel

<u>FAKTOR</u>		<u>GWL 1850</u>
1	2 x	2720 (geschätzt)
2	1 x	2740
3	3 x	2700
4	1 x	2830
		<u>BZN = 2730 m</u>

FIG. 2

C D A S A R B E I T S G E B I E T "L A N D W A S S E R"

1. EINFUEHRUNG

Das Teilarbeitsgebiet Landwasser umfasst das Haupttal der Landwasser sowie, ausser Flüela- und Dischmatal, sämtliche Nebentäler der Davoser Landschaft. Miteingeschlossen sind zudem die zur Landquart entwässernden Gebiete Parsenn und Mönchalptal. Das Gebiet Landwasser wird im Nordwesten durch die Gebirgskette der Weissfluh und im Südosten durch die Wasserscheide zum Albulasystem begrenzt und erstreckt sich von Klosters im Norden bis nach Filisur im Südwesten (vgl. Karte Nr. 1).

Die verschiedenen Talabschnitte der Davoser Landschaft waren im Hochglazial das Nährgebiet eines eigenen Gletschers, der bis auf rund 2600 m reichte und nur gerade die höchsten Berggipfel freiliess (vgl. Atlas der Schweiz, Blatt 6). Die Davoser Eismassen strömten damals einerseits nach Norden dem Silvretta-Landquart-Gletscher zu und wandten sich anderseits auch gegen Südwesten, wo sie in der Gegend von Filisur auf den Albulagletscher stiessen und mit diesem vereinigt dem Rheingletschersystem zuflossen. Im Verlaufe des Spätglazials trennte sich der Davoser-Gletscher von den Eismassen des Silvretta- bzw. Albulagletschers und löste sich nach und nach in einzelne Zungen auf, die dann selbständige Moränen und Gletscherstände ausbildeten.

Als markantes Ereignis im spätglazialen Geschehen wirkte sich der Totalp-Bergsturz aus: Die bisherigen Abflüsse wurden blockiert, und die gesamte Entwässerung der Davoser-Täler wurde nach Süden umgelenkt.

2. DAS SERTIGTAL

2.1. Uebersicht

Das Sertigtal ist neben dem Flüela- und dem Dischmatal eines der drei grossen, generell SSE-NNW verlaufenden Seitentäler der Davoser Landschaft. Es teilt sich hinter Sertig-Dörfli bei der Lokalität Mittelchrüz (Pt. 1952) einerseits in das vorwiegend aus kristallinen Gesteinen bestehende Chüealp- und anderseits in das vollständig aus Sedimentgesteinen aufgebaute Ducantal (vgl. Geol. Atlas der Schweiz, Blatt 423, Scaletta). Analog den geologischen Verhältnissen sind diese beiden Täler auch morphologisch unterschiedlich ausgeprägt. Das Bild des bizarren Ducantales wird dabei auffallend von den imposanten, meist vegetationslosen Schutthalden dominiert, die um die kantigen Gipfel der Ducankette einen

fast lückenlosen Mantel bilden. Da die spröden, gebankten und überaus klüftigen Kalke, Dolomite und Rauhwarven der Ducanmulde besonders heftig der Verwitterung und dem Steinschlag unterworfen sind, ist im Bereich dieser Schutthalden keine einzige spätglaziale Moräne mehr erhalten geblieben. Im Chüéalptal hingegen, wo die verwitterungs- und erosionsresistenteren Gneise und Amphibolite des Silvretta-Kristallins anstehen, sind die Spuren der ehemaligen Gletschertätigkeit, insbesondere die zahlreichen Moränen aus dem Spätglazial, viel besser auszumachen. Schutthalden treten dabei nur um das Mittaghorn in Erscheinung und beschränken sich sonst vorwiegend auf die höheren Regionen.

Da das Gebiet des Sertigtals, wie es sich im Verlaufe meiner Untersuchungen herausstellte, einige interessante und für die gesamte Region Mittelbünden typische Gletscherstände aufweist, soll es in den folgenden Abschnitten etwas eingehender besprochen und dargestellt werden.

2.2. Die Neuzeit

2.2.1. Das Chüéalptal (vgl. Karten 3 und 4)

Die rezente Vergletscherung im hinteren Chüéalptal besteht heute nur noch aus einem kleinen namenlosen Gletscherrest in einer Nische unterhalb des Passhörelis (Pt. 2965). Während des Hochstandes von 1850 existierten in den verschiedenen Karen des Chüéalptals noch mehrere, allerdings kleine Gletscherflecken.

Die Bestimmung und Datierung der neuzeitlichen Gletscherstände, insbesondere des 1850er-Hochstandes, wurde mit Hilfe des Messtischblattes, des Originalentwurfes für die Dufour-Karte, vorgenommen (vgl. W. SCHNEEBELI, F. ROETHLISBERGER, 1976, F. BEELER, 1977). Es zeigte sich aber, dass die Anwendung dieser kartographischen Vergleichsmethode zu Resultaten führen kann, die dem morphologischen Befund der Moränenkartierung zum Teil widersprechen.

Die Originalaufnahmen des Messtischblattes wurden im hinteren Sertigtal in den Jahren 1845-1847 von J. COAZ vorgenommen. Weitere Revisionen oder Nachträge der zur Diskussion stehenden Gletscherflächen liessen sich in den amtlichen Kartenausgaben von 1887, 1933 und 1973 feststellen. Daneben ist der Chüéalpgletscher auch in der geologischen Karte von 1934 eingezeichnet (Geol. Atlas der Schweiz, Blatt 423, Scaletta). In Karte 3 sind die in den erwähnten Kartenausgaben verzeichneten Gletscherausdehnungen übersichtsmässig zusammengestellt:

1847 J. COAZ zeichnet den Chüéalpgletscher als eine zusammenhängende, bis ca. 2600 m hinunterreichende Eisfläche. Der Rundhöcker (RH 1) scheint völlig vom Gletscher bedeckt zu sein. Die

ÄNDERUNGEN DES CHÜEALPGLETSCHERS

RH = RUNDHÖCKER

KARTENWERK :

1847

J. COAZ
(MESSTISCHBLATT)

1885

L. HELD
(1. REVISION)

1933

(LANDESKARTE)

1934

(GEOL. KARTE)

1973

(LANDESKARTE)

N



KARTE 3

Gletscherzunge des westlichen Teilstromes im Chüealptal ist erstaunlicherweise konkav und verläuft nahezu höhenlinienparallel.

1885 Nach der Revision von L. HELD ist der Gletscher in beiden Zungenbereichen zurückgewichen und gibt den Rundhöcker frei, der als deutliche Felssignatur zu erkennen ist. Die am linken Zungenende des westlichen Gletscherlappens erkennbaren Höhenkurven zeigen ein Bild, das dem Verlauf der dort deutlich erkennbaren Moränenablagerung sehr nahe kommt. Es handelt sich um die 1850er-Moräne (vgl. Abb. 1).

1933 Auf der Chüealptalseite ist praktisch keine Zungenänderung festzustellen. Der östliche, in Richtung Scalettapass abfliessende Gletscherteil hat weiter abgenommen.

1934 Der Chüealpgletscher hat sich in drei getrennte Teilflächen aufgelöst.

1973 Die Eiszunge im Gletschtälli ist völlig abgeschmolzen. Der namengebende Chüealpgletscher weist einen kleinen See auf, im Chüealptal besteht nur noch ein Gletscherfleck.

Im Vergleich zum morphologischen Befund ist in diesem Zusammenhang vor allem die Darstellung von J. COAZ interessant. Ueberträgt man seine Aufnahmen ins Gelände (Abb. 1), so zeigt sich, dass er das Gletscherende zu tief eingezeichnet hat. Zudem stellt er den Gletscher als eine einzige zusammenhängende Eisfläche dar. Dies widerspricht insofern den morphologischen Tatsachen, als der deutliche, sicher dem 1850er-Stand entsprechende Moränenwall etwas weiter oben verläuft, einen fast vollständig geschlossenen Endmoränenbogen beschreibt und somit kaum mit der aus dem Gletschtälli stammenden Eiszunge zusammengekommen sein kann. Da in der Kartenausgabe von 1885 diese überaus markante Moräne im Höhenlinienbild bereits erscheint, müsste zwischen 1848 und 1885 - nach einem Gletscherrückgang - ein überaus bedeutender Gletschervorstoss stattgefunden haben. Da diese Möglichkeit in den Ostalpen keine Parallelen hat, muss man hier vielmehr die Genauigkeit des Messtischblattes etwas in Frage stellen. J. COAZ hat sehr wahrscheinlich bei der Abgrenzung des Gletscherareals auch einige Schneefelder miteinbezogen.

Aufgrund des morphologischen Befundes bestand der Chüealpgletscher um 1850 aus drei verschiedenen Gletscherteilen. Der namengebende Gletscher auf der Seite des Scalettapasses hing dabei über die kleine Einsattelung nördlich des Chüealphorns (Pt. 3077 mit einem im Gletschtälli liegenden Eislappen zusammen, der auf rund 2500 m endete. Der vom Kar unterhalb Passhöreli genährte Gletscher stiess damals bis auf 2560 m hinunter, wo er den bereits erwähnten mächtigen Endmoränenbogen ablagerte. Dieser Moränenwall ist aber mit grösster Wahrscheinlichkeit aus den Schüttungen mehrerer, immer etwa gleich grosser Gletschervorstösse aufgebaut. Diese Feststellung trifft auch auf verschiedene andere Gletscher im Arbeitsgebiet zu und scheint insbesondere für kleine Kargletscher typisch zu sein (vgl. Kap. D 8.).



Abb. 1 Die Moränen des 1850er Hochstandes des Chüealpgletschers Gestrichelt ist der Gletscherrand eingezeichnet, wie ihn J. COAZ auf dem 1845-47 entworfenen Messtischblatt dargestellt hat. Zur Orientierung sind mit der Bezeichnung RH (Rundhöcker) markante Felspartien eingetragen.



Abb. 2 Das Vorfeld des Ducangletschers

Hervorgehoben sind die Moränen des 1850er- und 1920er-Standes. Unterhalb der Felsstufe sind mehrere Moränensturzhalden zu erkennen.

Gemäss dem Messtischblatt existierten in der Mitte des letzten Jahrhunderts auch im Stein-, Bockten- und Plattentälli kleinere Gletscher. Im Steintälli stiess dabei das Eis bis an den vorderen Rand des Kares vor, wo es eine mächtige Moränensturzhalde aufbaute.

Der Bocktentälligletscher hatte nach den Messtischangaben, die mit dem Moränenbefund ziemlich gut übereinstimmen, den Charakter einer Hangverfirnung, die sich vor allem im nordexponierten Karabschnitt ausbilden konnte. Der Plattentälligletscher stiess um 1850 mit seiner Zunge auf einen im oberen Teil noch aktiven Blockgletscher auf und dürfte dadurch eine neuerliche Aktivierung begünstigt haben. Im Gelände und vor allem im Luftbild ist das auf dem oberen Abschnitt des Blockgletschers liegende Zungenbecken deutlich auszumachen. Dieser aktive Blockgletscher liegt mit seinen steilen und kaum bewachsenen Front- und Uferpartien seinerseits auf einem zweiten, bereits fossilen Exemplar. Auf die Tatsache, dass der 1850er-Stand kleiner Kargletscher sehr häufig mit Blockgletscherbildungen in Zusammenhang steht, hat schon W. HAEBERLI (1975) im benachbarten Dischma- und Flüelatal hingewiesen. Er hat dabei eine mögliche genetische Entwicklungsreihe aufgestellt (S. 164 ff).

<u>Gletscher 1850</u>	<u>Exposition</u>	<u>GWL (m)</u>
Gletschtälli	NW	2659
Kar unterhalb Passhöreli	NW	2745
Steintälli	NW	2677
Bocktentälli	N	2700
Plattentälli	NW	2725

Tab. 2

2.2.2. Das Ducantal (vgl. Karte 4)

Der 1850er-Stand des Ducangletschers lässt sich im Gelände gut rekonstruieren und deckt sich mit den im Messtischblatt von J. COAZ eingetragenen Verhältnissen. Der Gletscher reichte damals auf der westlichen Seite bis an den Ducanbach hinunter. Eine mächtige, aus dunklen Kalken und Dolomiten bestehende Ufermoräne hebt sich hier deutlich vom hellen Untergrund der hier anstehenden Rauhwackenzone ab. Gegen Nordosten verlief die Gletscherfront unmittelbar oberhalb eines Felsbandes, wo sie einen Teil ihres Moränenmaterials über die Stufe hinunterstiess (vgl. Abb. 2). Neben dem Hauptgletscher bestanden auch in den winzigen Karmulden nördlich des Chleinducans (Pt. 3004 m) und südwestlich des Hochducans (Pt. 3063 m) kleine Firnfelder. Sie sind heute bis auf einige Lawinenreste verschwunden.

Für die Festlegung und Datierung eines innerhalb des 1850er Hoch

standes gelegenen Moränenwalles des Ducangletschers leistete eine überaus detaillierte geologische Skizze von H. EUGSTER (1923, S. 84) wertvolle Dienste. Diese Zeichnung der Ducanberge und des Ducangletschers kann nicht exakt datiert werden, muss aber zwischen 1917-1922, den Jahren von H. EUGSTERS Feldaufnahmen, entstanden sein. Die dargestellte Gletscherausdehnung deckt sich mit dem morphologischen Befund: Wo das damalige Gletscherende eingezeichnet ist, lässt sich ein deutliches Moränenwallstück erkennen. In seinem unteren Abschnitt biegt es um und markiert somit einen Gletscherstand aus jener Zeit. Im Frontbereich dieser Gletscherzunge sind zudem mehrere konzentrisch hintereinander gestaffelte kleine Wälle zu erkennen, die als typische Wintermoränen anzusprechen sind. Sie belegen, dass der Ducangletscher in dieser Lage zumindest einige Jahre hindurch stationär war (vgl. G. PATZELT, 1973b, S. 19). Da dieser Gletscherstand sicher zwischen 1917-1922 stattfand, kann man ihn dem in den Ostalpen allgemein verbreiteten 1920er-Vorstoss zuweisen.

<u>Gletscher 1850</u>	<u>Exposition</u>	<u>GWL (m)</u>
Ducangletscher	NW	2700
Gletscherchen 1	NW	2765
Gletscherchen 2	SW	2850

Tab. 3

2.2.3. Beurteilung der Messtischblätter

Der neuzeitliche Gletscherhochstand von 1850 lässt sich in den Karen des hinteren Sertigtales anhand der meist deutlichen Moränenablagerungen gut bestimmen. Dabei leistete das Messtischblatt insofern wertvolle Hilfe, als es zumindest Hinweise auf eine mögliche damalige Vergletscherung lieferte. Dies war vor allem in denjenigen Karabschnitten von Vorteil, deren neuzeitliche Vergletscherung nicht zum vornherein vermutet werden konnte. Auf das ganze Arbeitsgebiet Mittelbünden bezogen stellte sich aber heraus, dass die Genauigkeit der Messtischblattdarstellungen bei grösseren Gletschern mit ausgeprägten Zungenbereichen viel zuverlässiger ist als bei kleinen, damals offenbar nur schwierig von Schnee- oder Lawinenhalden abzugrenzenden Kargletschern. Bei diesen konnte es nämlich durchaus geschehen, dass sie während der Messtischaufnahmen durch sommerliche Neuschneefälle ganz oder teilweise zugedeckt und somit kaum mehr eindeutig zu bestimmen waren. Bei Gletschern mit tief herabreichender Zunge (vgl. Porchabellagletscher, Kap. D 2.1.), deren Abgrenzung auch nach sommerlichen Schneefällen keine allzu grossen Schwierigkeiten bereitet haben dürfte, ist die Uebereinstimmung von Karte und Wirklichkeit erstaunlich genau gegeben. Traten Unstimmigkeiten zwischen Karten- und Feldbefund auf, so waren sie in der Regel aber sehr klein und fielen bei den SG-Berechnungen nur unwesentlich in Betracht. Bei Abweichungen zeigte es sich, dass die Gletscherfläche eher zu gross als zu klein angenommen wurde, und dies obwohl die Gletscher zum Zeitpunkt der Aufnahme ihren Höchststand noch nicht erreicht haben

dürften. Da für die Berechnung der 1850er-Gleichgewichtslinien stets die eigenen Feldaufnahmen als die massgebenderen Grundlagen erachtet wurden, konnte somit eine mögliche Fehlinterpretation des Messtischblattes zum vornherein eliminiert werden.

Trotz diesen kleinen Abweichungen stellen die Messtischblätter als erste gründliche Kartierung der Schweiz eine nach wie vor grosse Leistung der einzelnen Bearbeiter dar.

2.3. Das Spätglazial

2.3.1. Das Stadium von Clavadel (vgl. Karte 6)

Der vorderste Gletscherstand im Sertigtal lässt sich bei Clavadel rekonstruieren. Im Gelände zeichnet er sich durch markante, vor allem auf der orographisch rechten Talseite deutliche endnahe Ufermoränen ab. Der Moränenverlauf lässt sich sehr gut weiterverfolgen und kann weiter taleinwärts oberhalb Stadel (Pt. 1753 m) mit einer mächtigen Eisrandterrasse in Verbindung gebracht werden. Auf der linken Talseite vervollständigt ein etwa 50 Meter langes Wallstück den Zungenbereich dieses sehr markanten Gletscherstandes. Innerhalb der grössten Ausdehnung lässt sich bei der Mühle Sertig (Pt. 1651 m) noch eine zweite Phase dieses Stadiums erkennen (vgl. Abb. 3).

Die Rekonstruktion des Zungenbereiches zeigt, dass es sich beim Stand Clavadel um den ersten sich abzeichnenden Wiedervorstoss des bereits selbständig gewordenen Sertiggletschers handelt, der hier beinahe noch einmal bis an den Talausgang ins Landwassertal vorgerückt ist. In den wenigen Moränenaufschlüssen findet man sowohl kristalline Gesteine als auch sehr schön gekritzte Kalk- und Dolomitgerölle aus der Ducanmulde. In Kap. C 7.4. wird gezeigt, wie eng dieser Vorstoss mit den Deltaablagerungen des einstigen Grossdavosersees zusammenhängt.

Die Moränen des Clavadel-Stadiums wurden erstmals von M. MAISCH (1977, 1978) beschrieben und damals aufgrund einer grob geschätzten Schneegrenzdepression von rund 500 Metern dem Gschnitz-Stadium zugeordnet. Dabei wurde angenommen, dass jeder eindeutig und unmittelbar vor den Moränen des Daun-Stadiums liegende Gletscherstand dem Gschnitz-Stadium zugeordnet werden müsse.

Nach der heutigen, auf besseren Grundlagen beruhenden Auffassung ist die damals getroffene Zuordnung nur noch bedingt richtig. Die erstmals nach der 2:1-Flächenteilungsmethode durchgeführte Schneegrenzberechnung ergab nämlich für das Stadium von Clavadel eine GWL von 2286 Metern, was bei einem BZN von 2710 m einer Depression von 424 Metern entspricht (vgl. Tab. 4). Die Rekonstruktion der Gletscheroberfläche ergab dabei, dass sich der Sertiggletscher aus den Zuflüssen aller hinter Sertig-Dörfli einmündenden Seitenkare zusammensetzte.



Abb. 3a Das Clavadel-Stadium (Sertigtal), vgl. auch Karte 6

Im Hintergrund sind am rechten Talhang die Ufermoränen C₂ und C₃ der vordersten Endlage und in der Bildmitte, bei der Lokalität "Mühle", die zurückgestaffelte Endmoräne C₅ zu erkennen.

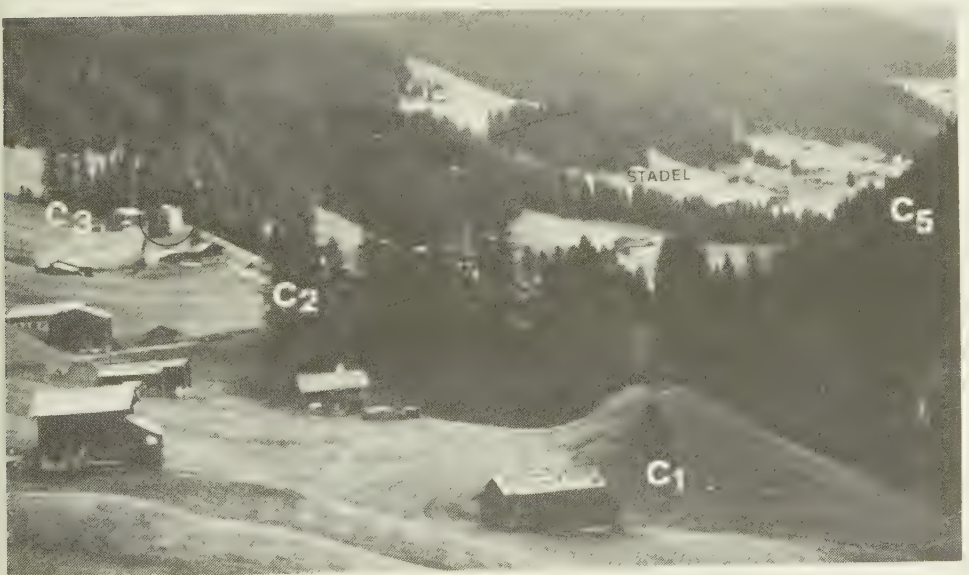


Abb. 3b Blick talaufwärts

Als Merkpunkt dient das grosse weisse Haus auf Moräne C₃ (Kreis).

Aufgrund dieses Depressionswertes kann der Stand Clavadel kaum mehr dem Gschnitz-Stadium, zumindest nicht dem Gschnitz-Maximum zugeordnet werden. Nach G. GROSS et al. (1978, S. 247 ff) ergaben nämlich SG-Berechnungen am Original-Gschnitz und an elf weiteren äquivalenten Gletscherständen Depressionswerte zwischen 630 bis 700 Metern (Durchschnitt bei 669 Meter). Selbst wenn man beim Clavadel-Stadium (424 m Depression) einen grösseren Berechnungsfehler berücksichtigen würde, fiel es nicht mehr in den für das Gschnitz-Stadium repräsentativen Wertebereich.

Aber auch die Zuordnung ins Daun-Stadium ist unwahrscheinlich. Die daun-äquivalenten Gletscherstände konnten nämlich rund 5-7 km weiter taleinwärts festgelegt werden (vgl. Kap. C 2.3.2.).

Schon jetzt zeichnet sich die besondere Stellung dieses Clavadel-Stadiums ab. Um sie gletschergeschichtlich zu erhärten, musste auch die gschnitz-äquivalente Ausdehnung des Sertiggletschers gefunden werden. Dies gelang bei einer vollständigen Kartierung des Davoser Talbodens. Nördlich der Ortschaft Glaris konnte auf der rechten Talseite des Landwassertales ein weiterer Gletscherstand lokalisiert werden: Eine an den Hang angelagerte, wenig mächtige Ufermoräne, die sich aber wegen der auffallenden, bis an den Moränenrand hinaufreichenden Blocküberstreuung deutlich zu erkennen gibt. Bei den Blöcken handelt es sich vorwiegend um ortsfremde Amphibolite, deren Herkunft sicher auf der anderen Landwasserseite und höchstwahrscheinlich aus dem Sertigtal anzunehmen ist. Bei diesem Gletscherstand reichte der Sertiggletscher rund 3 km weiter talabwärts als beim Clavadel-Stadium und kam sicher noch mit den Eismassen der von Nordwesten einmündenden Seitentäler zusammen. Auch ein Eiskontakt mit dem von Norden kommenden Flüela- bzw. Dischmagletscher ist nicht auszuschliessen.

Der Sertiggletscher stand zumindest im Zungenbreich mit mehreren anderen Gletschern in Berührung. Für die Schneegrenzberechnung galt es, den vom Sertigtal genährten Zungenbereich abzugrenzen. Als Anhaltspunkt für die Rekonstruktion diente die Eisrandterrasse, auf welcher der Ort Clavadel liegt. Bei einem BZN von 2710 m ergab sich für diesen Stand Glaris eine GWL von 2085 m, was einer Schneegrenzdepression von 625 Metern entspricht. Dieser Wert passt nun für eine Zuordnung ins Gschnitz-Stadium viel besser als die rund 200 Meter geringere Depression des Clavadel-Standes. Trotz einigen Unsicherheiten beim Abgrenzen des Zungenbereiches kann man diesen Stand nun eindeutig dem Gschnitz-Maximalstand zuweisen.

Noch zur Zeit des Gschnitz-Stadiums war also der Talboden von Davos grösstenteils von Eis bedeckt, das nicht nur von den drei grossen Gletschern des Sertig-, Dischma- und Flüelatales genährt war (vgl. A. VOEGELI, R. VUAGNEUX, in Vorb.), sondern auch mit den Gletschern der SE-exponierten Täler der Weissfluhkette in Kontakt stand. Zur Zeit des Gletscherstandes von Clavadel hatte sich die Situation geändert. Das Davoser-Eis war bereits in mehrere Lappen aufgelöst, als der Sertiggletscher

erneut bis an den Talausgang vorstiess. Mit einer Schneegrenzdepression von 424 Metern ist das Clavadel-Stadium weder dem Gschnitz- noch dem Daun-Stadium zuzuordnen - es handelt sich offenbar um eine neue, zeitlich und räumlich zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium liegende Vorstossphase des Sertiggletschers. Auch an anderen Stellen im Arbeitsgebiet habe ich Gletscherstände mit ähnlichen Schneegrenzdepressionen gefunden: Deshalb scheint es mir angebracht, innerhalb der bisherigen spätglazialen Abfolge das "Clavadel-Stadium" als eine eigene Vorstossphase einzuführen.

Die absolute zeitliche Einordnung des Clavadel-Stadiums war bisher nicht möglich, da keine soweit zurückreichende ^{14}C -Daten erbracht werden konnten. Es scheint jedoch zeitlich dem Gschnitz näher zu stehen als dem Daun, denn die Moränen von Clavadel liegen näher beim Gschnitz-Gletscherende und zeigen zudem die für dieses Stadium typische Formfrische. Nach dem heutigen Kenntnisstand müsste somit das Clavadel-Stadium noch vor dem Bölling-Interstadial einzureihen sein. Auf die zeitliche Stellung wird in Kap. D 9. noch einmal eingegangen.

2.3.2. Gletscherstände im Gebiet Mittelchrüz (vgl. Karte 4)

Nach den Vorstössen des mindestens 2-gliedrigen Clavadel-Stadiums schmolz der Sertiggletscher in der darauffolgenden Warmphase soweit zurück, dass er sich in mehrere Seitengletscher auflöste. Die von den Einzugsgebieten des Chüealp- und des Ducantales genährten Hauptgletscher stiessen bei der nächsten Kaltphase bis in ihr ehemaliges Konfluenzgebiet im Raum Mittelchrüz (Pt. 1952) vor, wo sich ihre Zungen gerade noch einmal berührten. Diese Moränensituation wurde bereits von H. EUGSTER (1923, S. 109) beschrieben und einer zweiten Phase des Daun-Stadiums zugeordnet. Es geht aber nicht klar hervor, wo er die erste Phase des Daun-Stadiums im Sertigtal ansetzt.

Bei den Mittelchrüz-Moränen handelt es sich um ein mehrgliedriges System von Wällen, dessen mächtigster als Mittelmoräne an der Nahtstelle der hier zusammentreffenden Täler angelegt worden ist. Auf beiden Seiten dieser Hauptmoräne sind jüngere Moränenwälle angelagert, die nach dem lithologischen Befund sowohl vom Chüealp- wie auch vom ausschliesslich Sedimentgesteine führenden Ducangletscher stammen. Aufgrund dieser Situation kann man den allgemeinen Ablauf so interpretieren, dass die beiden Gletscher noch einmal zusammengekommen waren, sich kurz darauf separierten, dann aber erneut 2-3-mal vorstiessen und sich dabei mit ihren Zungen fast wieder berührten. Anfänglich reichte der Ducangletscher über den rund 200 Meter hohen tektonisch bedingten Steilabfall ins Haupttal hinunter, und später rückte die Front gerade bis oberhalb dieser Felsstufe vor.

Beim Gletscherstand Mittelchrüz bot sich die Gelegenheit, die damalige Schneegrenzdepression an zwei Gletscherständen zu be-

rechnen, die aufgrund der morphologischen Situation als gleich alt einzustufen sind. Für eine zuverlässige Rekonstruktion bot der Chüealpgletscher dabei weit günstigere Voraussetzungen als das moränenlose Einzugsgebiet des Ducangletschers, das zudem noch im Ablationsgebiet die Steilstufe aufweist. Der Gletscher-rand im Chüealptal konnte anhand mehrerer Moränenansätze gut rekonstruiert werden. Zu jener Zeit erhielt der Chüealpgletscher Zufluss aus sechs verschiedenen Seitenkaren. Die Berechnung des gemeinsam gebildeten Mittelchrüz-Standes ergab für den Chüealpgletscher 292 Meter und für den Ducangletscher 275 Meter SG-Depression. Mit einem noch im Fehlerbereich liegenden Unterschied können die Stände Mittelchrüz somit sicher parallelisiert und dem Depressionsbetrag zufolge dem Daun-Stadium zugeordnet werden (vgl. Tab. 4).

Zur Zeit der daun-äquivalenten Mittelchrüz-Stände reichten auch die Gletscher mehrerer Seitenkare noch einmal annähernd ins Haupttal hinunter. Dabei stiess der Felagletscher bis kanpp oberhalb Sertig-Dörfli vor und schüttete dort einen mächtigen Schuttfächer auf. Ebenso dürften die Daun-Gletscher aus den Karen Aelp- li und Bärgji tief in die Flanken des Sertigtalles hinuntergereicht haben (vgl. Karte 4).

Der Chüealpgletscher bildete nach der endgültigen Trennung vom Ducangletscher eine ganze Anzahl weiterer Stände aus. Das Festlegen des Egesen-Maximalstandes ist aber nicht einfach, da zwischen den Mittelchrüzmoränen und den in regelmässigen Abständen folgenden weiteren Gletscherständen keine eindeutige räumliche Trennung vorgenommen werden kann. Da ausser einer stark überformten endnahen Ufermoräne die Mittelchrüzmoränen allgemein deutlich in Erscheinung treten, kann hier auch das Kriterium der morphologischen Frische nicht weiterhelfen. Einzig beim Stand Rufenenbach ist die Zuordnung ins Egesen-Stadium gerechtfertigt. Eine rechte Ufermoräne unmittelbar am Ausgang des Plattentällikares zeigt an, dass der Plattentälligletscher zu diesem Zeitpunkt nicht mehr mit dem Chüealpgletscher zusammenkam und einen selbständigen Egesen-Vorstoss verzeichnete.

Die Schneegrenzdepression dieses vordersten Egesen-Standes des Chüealpgletschers beträgt 235 Meter. Eine zurückgestaffelte Endlage bei der Lokalität Bim Schära (Pt. 2101 m) weist eine SG-Depression von 207 Metern auf und kann ebenfalls noch dem Egesen-Hauptstadium (E I) zugerechnet werden.

Das Egesen-Stadium des Ducangletschers kann in den Ständen Wasserfall, oberhalb der Steilstufe und im Stand unterhalb Hüttli (Pt. 2106 m) mit 236, bzw. 200 Metern SG-Depression angenommen werden. Jüngere spätglaziale Stände zeichnen sich keine mehr ab.

2.3.3. Gletscherstände im hinteren Chüealptal

Am Ausgang des Galtenritz-Kares lässt sich eine deutliche Vor-

stossdiskordanz beobachten (vgl. Abb. 4). Die sehr mächtige und formfrische Ufermoräne des Kargletschers (E 1) hat hier linke Ufermoränen des Haupttalgletschers (D 1) durchbrochen und überschüttet. Der umbiegende Verlauf der Wälle E 1 und E 2 zeigt an, dass der Galtenritzgletscher ungefähr bei der Mündung ins Haupttal endete und möglicherweise noch knapp mit dem Chüealpgletscher zusammenkam. Die SG-Depression dieses Gletscherstandes beträgt 235 Meter (vgl. Tab. 4) und kann damit dem Egesen-Maximalstand (E I) zugewiesen werden. Zu dieser Zeit lag das Zungenende des Haupttalgletschers beim Rufenenbach. Ein Moränenansatz dieses Standes ist links im Bild erkennbar (E 3). Bei den in ihrem Verlauf deutlich unterbrochenen Wällen handelt es sich um die Daun-Moränen der Stände Mittelchrüz (SG-DEP 292 Meter). Diese Situation zeigt, dass hier das Egesen-Stadium gegenüber dem Daun-Stadium deutlich als eine selbständige und erneute Vorstossphase in Erscheinung tritt.

Innerhalb des E I-Vorstosses des Galtenritzgletschers sind fossile Blockgletscherbildungen zu erkennen. Im Karhintergrund liegt ein mächtiger noch aktiver Blockgletscher. Seine Entstehung verdankt er nach H. JAECKLI (1957, S. 45) einem postglazialen Bergsturz aus der Ostflanke des Plattenhorns, dessen Trümmer vereinzelt bis an den Chüealpbach hinunterreichen (vgl. Karte 4).



Abb. 4 Moränensituation am Ausgang des Galtenritz-Kares

Eine ausserordentlich schöne und für meine Spätglazial-Gliederung wichtige Moränensituation zeigt sich bei der Mündung des Bocktentällikares (vgl. Abb. 5). Deutlich ausserhalb der neuzeitlichen Gletscherstände lassen sich hier mindestens zwei weitere Endlagen dieses Kargletschers erkennen. Der äusserste selbständige spätglaziale Gletscherstand reichte dabei bis weit in die Flanke des Chüealptales hinunter (Stand B). Der beinahe lückenlose Verlauf des Endmoränenbogens zeigt, dass der Bocktentälligletscher zu diesem Zeitpunkt sicher keinen Kontakt mehr mit dem Chüealpgletscher hatte. Bei diesem sehr ausgeprägten Wiedervorstoss hat der Bocktentälligletscher zwei ältere Ufermoränen diskordant durchstossen und seitlich überschüttet (links im Bild). Diese beiden älteren Wälle biegen aus dem Bocktentälli in den Verlauf des Haupttales um und weisen damit auf einen früheren Eiszufluss in den damals noch mächtigeren Haupttalgletscher hin. Beim älteren, hier deutlich solifluidal überprägten Moränenwall, handelt es sich um den Ansatz der Daun-Moränen. Ihr Verlauf kann bis ins Gebiet Mittelchrüz verfolgt werden und wurde auch für die Rekonstruktion des Daun-Gletschers herangezogen. Der an die Daun-Moräne angelagerte jüngere Wall gehört dem Egesen-Hauptstadium an, dessen Zungenende beim Rufenenbach (2000 m) lokalisiert werden konnte. Weil der Gletscher aus dem Bocktentälli eine Moräne des Egesen-Stadiums überschüttet hat, dürfte dieser Stand B zu einer neuen, erst n a c h dem Egesen-Maximalstand erfolgten Vorstossperiode gehören.

Während dieser Phase, die aufgrund der Diskordanz deutlich den Charakter eines Wiedervorstosses aufwies, lag der Chüealpgletscher beim Grünsee auf 2210 m. Seine Eisoberfläche verlief im Bereich der Bocktentällimündung unterhalb der Moräne des B-Vorstosses. Von der morphologischen Situation her kann der Stand Grünsee somit mit dem Stand B des Bocktentälligletschers zeitlich parallelisiert werden. Zur gleichen Zeit verzeichnete auch der Grossbodengletscher einen Vorstoss, der damals noch knapp an den Chüealpgletscher heranreichte und ebenfalls deutliche Moränenwälle hinterliess (vgl. Abb. 5). An seinem Rand bildete sich eine direkt an den damaligen Gletscher stossende Blockflur aus, die auf eine vermehrte Felssturztätigkeit zurückzuführen ist.

Für die Berechnung der Schneegrenze des Bocktentällistandes stehen somit drei verschiedene, aber offenbar gleichzeitig gebildete Gletscherstände zur Verfügung.

Die entsprechenden Depressionswerte betragen (vgl. Tab. 4):

Bocktentälligletscher B	122 m
Chüealpgletscher Grünsee	148 m
Grossbodengletscher	140 m

Aufgrund der Werte stellt also der Bocktentälli-Vorstoss eine im Vergleich zum Egesen-Maximalstand deutlich abgesetzte Phase dar. Es galt nun abzuklären, ob dieser Stand dem von G. GROSS



Abb. 5 Moränensituation im Bocktentäli

Der geschlossene Endmoränenbogen eines aus dem Bocktentällikar erfolgten Gletschervorstosses (B) durchbricht diskordant ältere, dem Daun- (D) und Egesenstadium (E) entsprechende Ufermoränen des Haupttalglatschers. Damit stellt der Bocktenvorstoss innerhalb der Egesen-Serie eindeutig eine neue Vorstossphase dar.

Im Vordergrund ist ein dem B-Vorstoss entsprechender Gletscherstand des spätglazialen Grossbodengletschers erkennbar. Daran scharf angrenzend und wohl durch den Eisrand gestoppt, bildete sich offenbar zur gleichen Zeit eine deutliche Blockflur aus.

(1974) eingeführten Kromer-Stand zuzuordnen ist. Die Depressionswerte der Stände im hinteren Chüealptal sind aber eindeutig höher als die für den Kromer-Stand als typisch angegebenen Beträge. Nach G. GROSS et al. (1978, S. 245) variieren nämlich die Depressionsbeträge von sieben im Silvrettagebiet als kromer-äquivalent bezeichneten Gletscherständen zwischen 72-93 Metern (Mittel bei 84 Meter) und dürften somit auch unter Einbezug einer grösseren Fehlergrenze kaum dem Vorstoss des Bocktentälli-gletschers gleichzusetzen sein. Zudem wird der Kromer-Stand innerhalb der Egesen-Serie als innerster und somit letzter Vorstoss dargestellt (G. GROSS et al., 1978, S. 245). Im Bocktentälli lässt sich aber hinter dem B-Stand rund 100 Meter höher noch ein weiterer, allerdings weniger deutlich ausgeprägter Gletscherstand erkennen, der mit einer SG-Depression von 69 Metern viel eher dem Kromer-Stand entspricht. In bezug auf seine Lage innerhalb des B-Vorstosses und seiner Ausprägung ist er aber dem B-Stand eindeutig untergeordnet. Für die gletschergeschichtliche Interpretation ist der B-Vorstoss somit viel bedeutender als der Kromer-Stand, der hier nur als kleiner "Rückzugshalt" erscheint.

Da sich im Arbeitsgebiet Mittelbünden noch an weiteren Stellen ein hinter dem Egesen-Maximalstand (E I) folgender Gletscher-vorstoss abzeichnete, schien es angebracht, diesen Gletscherstand in der Kartierung besonders zu berücksichtigen. Er ist in der spätglazialen Abfolge zwar noch zum Gesamtkomplex der Egesen-Vorstösse zu zählen, jedoch deutlich hinter dem Egesen-Maximalstand einzuordnen. Ich bezeichne ihn daher als E II-Vorstoss. Damit soll zum Ausdruck kommen, dass dieser Stand eine zweite deutlich abgrenzbare Vorstossperiode des Egesen-Stadiums markiert. Der Kromer-Stand stellt somit die dritte erkennbare Phase dar.

2.3.4. ¹⁴C-Daten und Schneegrenzwerte

Im Gebiet des Sertigtales wurden fünf Proben absolut datiert. Als Mindestalter für die entsprechenden spätglazialen Gletscherstände sind die ¹⁴C-Daten alle zu jung und somit in ihrer Aussagekraft beschränkt.

Moor Grünsee (Koord. 786 800/174 850, 2200 m)

Torfbasisdaten: 500 cm Tiefe 5450 $\pm$ 90 J. BP (UZ-139)
80 cm Tiefe 710 $\pm$ 85 J. BP (UZ- 94)

Lage innerhalb des Bocktentällistandes (E II)

Moor unterhalb Bim Schära (Koord. 786 050/175 950, 2050 m)

Torfbasisdatum: 120 cm Tiefe 1780 $\pm$ 120 J. BP (UZ- 95)

Lage innerhalb des Egesen-Maximalstandes (E I)

GLETSCHERSTÄNDE IM HINTEREN SERTIGTAL (DAVOS)

N 0 0,5 1,0 KM

788
+ - 179

LEGENDE:

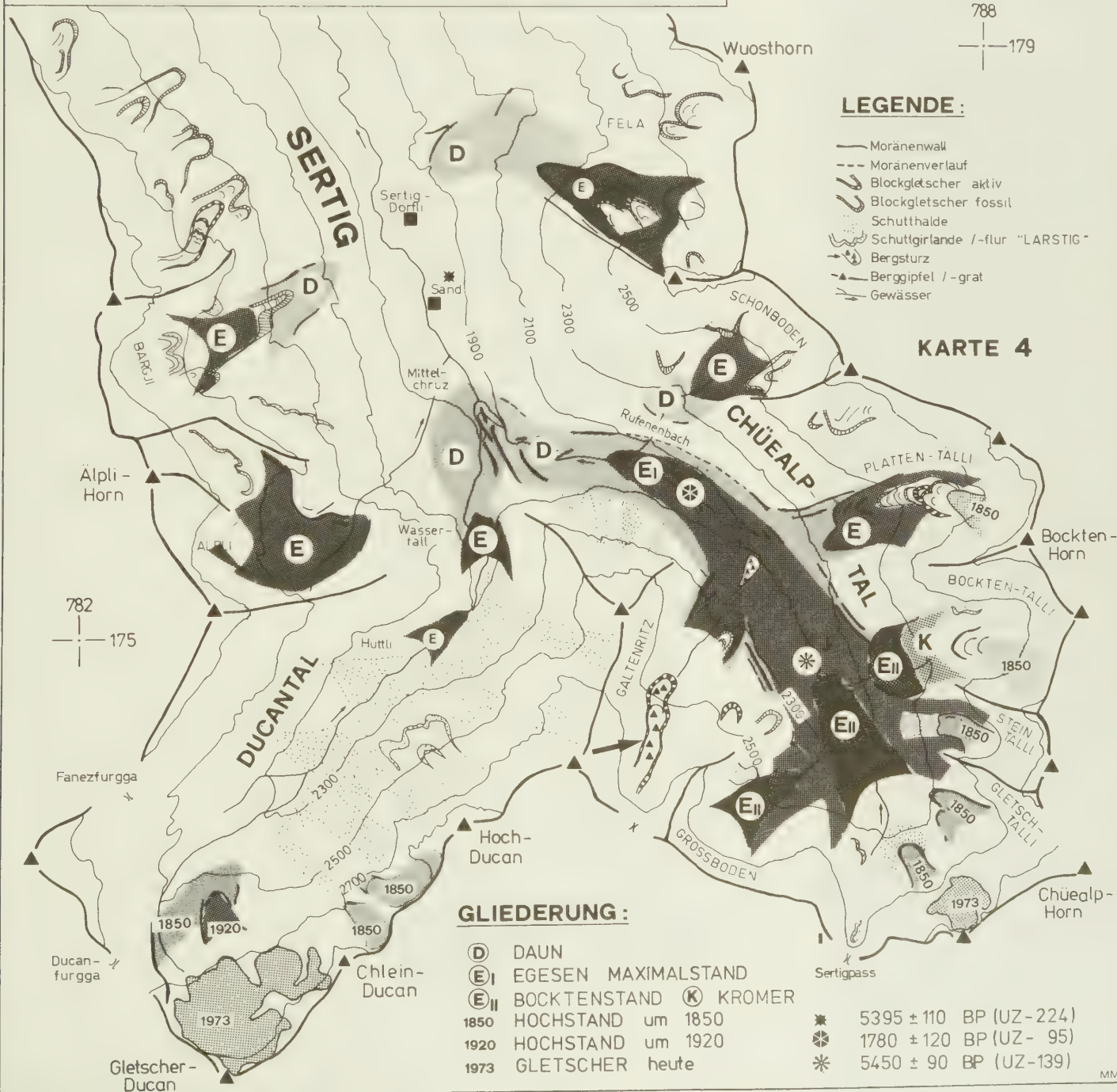
- Moränenwall
- - - Moränenverlauf
- Blockgletscher aktiv
- Blockgletscher fossil
- Schutthalde
- Schuttgirlande / -flur "LARSTIG"
- Bergsturz
- Berggipfel / -grat
- Gewässer

KARTE 4

GLIEDERUNG:

- (D) DAUN
- (E_I) EGESSEN MAXIMALSTAND
- (E_{II}) BOCKTENSTAND (K) KROMER
- 1850 HOCHSTAND um 1850
- 1920 HOCHSTAND um 1920
- 1973 GLETSCHER heute

- * 5395 ± 110 BP (UZ-224)
- ⊗ 1780 ± 120 BP (UZ-95)
- * 5450 ± 90 BP (UZ-139)



Moor Sertig-Dörfli (Koord. 784 400/177 500, 1870 m)

Torfbasisdatum: 200 cm Tiefe 5395 $\pm$ 110 J. BP (UZ-224)

Lage innerhalb des Clavadel-Stadiums

Aufschluss Mühle (Koord. 782 300/181 450, 1620 m)

Arvenwurzel in Clavadel-Moräne 290 $\pm$ 75 J. BP (UZ-177)

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
<u>Sertiggletscher:</u>					
Glaris	1400	2085	2710	625	GSCHNITZ
Clavadel	1560	2286	2710	424	CLAVADEL
<u>Chüealptal-</u> <u>Hauptgletscher:</u>					
Mittelchrüz	1880	2410	2702	292	DAUN
Rufenenbach	2000	2467	2702	235	EGESEN I
Bim Schära	2080	2495	2702	207	EGESEN
Grünsee	2210	2554	2694	140	EGESEN II
<u>Kargletscher:</u>					
Plattentälli	2320	2546	2725	179	EGESEN I
Galtenritz	2200	2465	g 2700	235	EGESEN I
Schönboden 1	2200	2430	g 2700	270	DAUN
Schönboden 2	2260	2490	g 2700	210	EGESEN I
Grossboden	2420	2560	g 2700	140	EGESEN II
Bocktentälli 1	2340	2578	2700	122	EGESEN II
Bocktentälli 2	2460	2631	2700	69	KROMER
<u>Ducantal:</u>					
Mittelchrüz	1880	2443	2718	275	DAUN
Wasserfall	2020	2482	2718	236	EGESEN I
Hüttli	2120	2518	2718	200	EGESEN
<u>Sertigtal-</u> <u>Nebengletscher:</u>					
Fela	1880	2350	g 2700	350	DAUN
Bärgji 1	2080	2395	g 2700	305	DAUN
Bärgji 2	2340	2510	g 2700	190	EGESEN
Aelpli	2320	2505	g 2700	195	EGESEN

Tab. 4 Schneegrenzwerte im Sertigtal

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, g = geschätzt, alle Angaben in m

3. GLETSCHERSTAENDE IM GEBIET MONSTEIN (vgl. Karte 5)

Das Gebiet umfasst die bei der Ortschaft Monstein in die Zügenschlucht des Landwassertales einmündenden Talabschnitte der Inner- und Oberalp. Die Region weist viele spätglaziale Moränen und Gletscherstände auf. Wegen der niedrigen Lage der einzelnen Kare war aus der Neuzeit - und damit wohl auch gültig für das gesamte Postglazial - keine Vergletscherung nachzuweisen. Es galt deshalb, die Bezugswerte für die Schneegrenzberechnung abzuschätzen. Dazu wurden die SG-Werte um 1850 aus den benachbarten Gebieten (Ducan- und Sertigtal) verwendet und nach Berücksichtigung der Expositionsverhältnisse eingesetzt (vgl. Tab. 5).

Der älteste feststellbare Gletscherstand befindet sich noch im Bereich der Zügenschlucht. Auf der orographisch linken Talseite zeichnet sich ein deutlicher Moränenwall ab, der, auf einem Felsvorsprung vor dem Abtrag geschützt, in die Talmitte einbiegt und somit einen Stand markiert. Der Monsteiner-Gletscher, der damals von den Einzugsgebieten der Inner- und der Oberalp Zuschuss erhielt, reichte also bei diesem Vorstoss gerade noch einmal in die Zügenschlucht. Durch die Enge des Tales gebremst, verstopfte er es durch seine Eismassen. Oberhalb der rekonstruierbaren Gletscherzunge sind mehrere horizontale Terrassenreste als Zeugen eines Sees zu deuten, der sich hinter der Eisbarriere zu stauen begann. Die Schneegrenzdepression dieses Standes ergab 609 Meter. Trotz den Unsicherheiten beim Abgrenzen des Zungenbereiches kann man diesen Gletscherstand dem Gschnitz-Stadium zuordnen. Zu dieser Zeit reichten auch die Gletscher aus den weiter nördlich in das Landwassertal einmündenden Tälern bis auf den Davoser Talboden und bedeckten diesen sehr wahrscheinlich bis unterhalb Glaris. Deshalb ist die erwähnte Seebildung kaum mit der erst nach dem Gschnitz-Maximalstand beginnenden Bildung des Grossdavosersees in Verbindung zu bringen (vgl. Kap. 7.3.) und stellt somit eine erste Gletschersee-Phase dar.

Nach dem gschnitz-äquivalenten Gletscherstand in der Zügenschlucht schmolz der Monsteiner-Gletscher zurück, so dass der See auslaufen konnte. Der vom Oberalpgletscher getrennte Inneralpgletscher rückte bei seinem nächsten Vorstoss wieder bis Laubenentalp vor und lagerte einen markant ausgeprägten endnahen Ufermoränenwall ab. Die Schneegrenzdepression dieses Gletscherstandes, der damals sowohl vom Chrachenhorn- als auch vom Büelenhornkar Eiszuschuss erhielt, beträgt 435 Meter und kann damit sehr gut mit dem Clavadel-Stadium (vgl. Kap. C 2.3.1.) parallelisiert werden. Der Oberalpgletscher stiess zur selben Zeit noch einmal fast bis in die Zügenschlucht vor und lagerte unterhalb Monstein bei der Lokalität Hof seine deutlichen Moränenwälle ab. Sie sind beidseits des Tales mächtig und frisch ausgebildet. Mit einer Schneegrenzdepression von 437 Metern stimmt dieser Stand überraschend gut mit dem Laubenentalpvorstoss des Inneralpgletschers überein. Die Existenz des Clavadel-Stadiums konnte somit ein weiteres Mal nachgewiesen werden.

Ebenfalls gelang es, das Clavadel-Stadium von den erst weiter oben einsetzenden Daun-Moränen sicher zu trennen. Diese treten in beiden Talabschnitten als deutlich überformte Wälle in Erscheinung und tragen damit die charakteristischen Daun-Merkmale. Nach einer Mittelmoräne im Gebiet des Inneralpgletschers bei Mäschenboden zu schliessen, berührten sich die beiden Gletscher aus den Hauptkaren des Chrachenhorns und Büelen gerade noch einmal. Diesen Befund zeigen auch die gut übereinstimmenden SG-Depressionen (327 bzw. 341 m). Mit den Ständen Altmatten und Oberalp ist das Daun-Stadium des Oberalpgletschers sogar zweigegliedert.

Die Egesen-Moränen setzen in beiden Gebieten als klar erkennbare formfrische und mehrgliedrige Serien ein, die morphologisch mit Sicherheit bestimmt werden können. Die Schneegrenzdepressionen betragen bei beiden Gletschern übereinstimmend 236 Meter. Beim Barentälligletscher zeichnet sich ausserdem noch ein weiterer Stand mit einer SG-Depression von 127 Metern ab. Aufgrund dieses Wertes kann er mit dem Bocktentällistand E II gleichgesetzt werden.

<u>ABSCHNITT</u>	<u>GWL 1850</u>	<u>BZN</u>	<u>BZN</u>
<u>Oberalp</u>			
Kar Mitteltälli	2730 m	{	2735
Kar Barentälli	2740 m		
<u>Inneralp</u>		{	2698
Kar Büelenhorn	2650 m		
Kar Chrachenhorn	2670 m		

Tab. 5 Schneegrenzwerte 1850

<u>GLETSCHER</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
<u>Monsteiner-Gletscher:</u>					
Stand Zügenschlucht	1280	2089	2698	609	GSCHNITZ
<u>Inneralp-Gletscher:</u>					
Stand Laubenenalp	1760	2225	2660	435	CLAVADEL
Stand Mäschenboden A	1995	2323	2650	327	DAUN
Stand Mäschenboden B	1995	2329	2670	341	DAUN
Stand Büelen	2200	2414	2650	236	EGESEN I

GLETSCHERSTÄNDE IM GEBIET MONSTEIN



<u>GLETSCHER</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
<u>Oberalp-Gletscher</u>					
Stand Hof	1360	2298	2735	437	CLAVADEL
Stand Altmatten	1760	2431	2735	304	DAUN I
Stand Oberalp	1860	2451	2735	284	DAUN II
Stand Fanezmeder	2170	2499	2735	236	EGESEN I
Stand Bärentälli-See	2440	2613	2740	127	EGESEN II

Tab. 6 Schneegrenzwerte der spätglazialen Gletscherstände

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie,
BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m.

4. LEIDBACHTAL (vgl. Karte im Anhang)

Das Gebiet westlich des Leidbachhorns (2908 m) setzt sich aus den drei Karabschnitten Bodmen, Wassertälli und Rieber Augstberg zusammen, die bei Glaris gemeinsam ins Haupttal der Landwasser münden. Eine neuzeitliche Vergletscherung kann nicht nachgewiesen werden, da um 1850 die geschätzte Schneegrenze auf 2650 m lag. In den relativ tief gelegenen Einzugsgebieten reichte dies nicht für eine Gletscherbildung aus.

Die spätglazialen Gletscherstände sind aber sehr zahlreich und lassen folgende Gliederung zu:

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Glaris	1440	2125	2650	525	Stand Val Tisch
Leidbachalp	1750	2249	2650	401	CLAVADEL
Leidbachmeder	1940	2340	2650	310	DAUN
Wassertälli	2240	2414	2650	236	EGESEN
Bodmen	2260	2450	2650	200	EGESEN
Rieberalp 1	1640	2250	2650	400	CLAVADEL
Rieberalp 2	1920	2345	2650	305	DAUN

Tab. 7 Schneegrenzwerte im Gebiet Leidbachtal

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie,
BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

Der erste selbständige Stand des Leidbachgletschers zeichnet sich unmittelbar am Talausgang ab und weist eine SG-Depression von

525 Metern auf. Damit scheint er einer direkt hinter dem Gschnitz-Stadium folgenden Vorstossphase zu entsprechen. Gletscherstände mit ähnlichen Depressionswerten konnten im Arbeitsgebiet noch in der Val Spadlatscha (vgl. Kap. E 4.) und vor allem am Ausgang der Val Tisch (vgl. Kap. E 7.) festgestellt werden.

Dieser Stand scheint aber nicht so verbreitet gewesen zu sein wie etwa das auch hier abgrenzbare Clavadel-Stadium. Da er aber kaum dem Gschnitz-Maximalstand entspricht, wird er in Analogie zu den Verhältnissen in der Val Tisch als "Stand Val Tisch" bezeichnet. Damit soll zum Ausdruck kommen, dass es an besonderen Stellen zwischen dem Gschnitz- und dem Clavadel-Stadium noch zur Ausbildung weiterer Gletscherstände gekommen ist; sie sind jedoch nur als untergeordnete "Rückzugsstadien" einzustufen.

Aufgrund der Schneegrenzwerte und der relativen Lage des vordersten Standes muss man annehmen, dass der Gletscher zur Zeit des Gschnitz-Stadiums noch im Bereich des Landwasser-Haupttales gelegen hat. Dabei kam er sehr wahrscheinlich noch mit anderen Gletschern zusammen, die zu dieser Zeit ebenfalls den Talboden erreichten. Das Zungenende kann nicht mehr genau festgelegt werden, es ist jedoch ungefähr im Bereich zwischen Glaris und Monstein anzunehmen. Da zur selben Zeit der Monsteingletscher die Zügenschlucht abriegelte (vgl. Kap. C 3.), kam es zwischen diesen beiden Gletschermassen zur bereits erwähnten ersten Seebildung.

Die weiteren Gletscherstände im Gebiet Leidsbachtal zeigen im übrigen die gewohnte Abfolge, wie sie für die meisten Täler im Landwasser-Einzugsgebiet festgestellt werden kann. Die egesen-äquivalenten Gletscherstände sind dabei auffallend mit mächtigen fossilen Blockgletschern verknüpft, die damals im Frontbereich der einzelnen Kargletscher entstanden sind (vgl. H. JAECKLI, 1957).

5. DIE TÄLER IM NORDWESTEN DER LANDWASSER (vgl. Karte im Anhang)

In der Landschaft Davos liegen nordwestlich der Landwasser eine Reihe von Nebentälern, die alle ungefähr NW-SE verlaufend ins Haupttal münden. Die Gemeinsamkeiten dieser Täler (Exposition, Neigung und Länge) liessen erwarten, dass die Schneegrenzberechnungen zu gut übereinstimmenden Resultaten führen würden. Wegen der allgemein tief gelegenen Karabschnitte konnte sich nirgends eine neuzeitliche Vergletscherung entwickeln. So standen für die Bildung des Bezugswertes keine direkt messbaren 1850er-Stände zur Verfügung. Da in diesen durchwegs SE-exponierten Tälern nicht gegen die Annahme gleich hoher 1850er-Bezugswerte sprach, wurde das für die Depressionsberechnungen benötigte 1850er-Bezugsniveau auf folgende Weise bestimmt: Nach einer gründlichen Neukartierung aller Talabschnitte wurde eine auf morphologischen Kriterien (Formfrische, serienmässige Abfolge) beruhende Gliederung der spätglazialen Gletscherstände vorgenommen. Dabei konnten drei

Gruppen von Ständen unterschieden werden. Sie erfüllen die wesentlichen Merkmale des Egesen- und des Daun-Stadiums und drittens zeichnete sich ausserhalb der Daun-Moränen eine weitere Serie von Gletscherständen ab, mit im allgemeinen formfrischen und gut erhaltenen Moränenwällen. Für sämtliche aufgenommenen und rekonstruierten Stände wurde darauf die 2:1-GWL berechnet und zusammen mit der Höhenlage der entsprechenden Gletscherzungen aufgelistet (vgl. Tab. 8). Dabei zeigte es sich, dass die als gleichalt eingestuften Gletscherstände sowohl hinsichtlich ihrer Zungenlage als auch in bezug auf die Höhe der GWL sehr ähnliche, zum Teil fast identische Werte aufweisen. Eine zumindest vorläufige Parallelisierung war damit gerechtfertigt. Aus dem Mittelwert der für die einzelnen Stände berechneten GWL wurden nun mit den von H. KERSCHNER (1976) aufgestellten Regressionsgleichungen die zu erwartenden 1850er-BZN-Höhen berechnet:

$$BZN_{(Eg)} = \frac{GWL_{(Eg)} + 437}{1,084} \quad BZN_{(D)} = \frac{GWL_{(D)} + 1250}{1,35}$$

Für die mittlere GWL (Eg) von 2412 m ergab sich somit ein BZN von 2628 m, für die im Mittel 2314 m betragende GWL (D) konnte das BZN auf 2640 m berechnet werden. Unter der Annahme, dass der wahre Wert für das 1850er-BZN wohl dazwischen liegt, wurden sodann mit dem einheitlichen BZN von 2634 m für sämtliche Gletscherstände die SG-Depressionen berechnet.

<u>EGESEN - Stadium</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>DEP</u>
Chummertal	2040	2412	222
Stafleralp Nord	1990	2388	246
Stafleralp Süd	2240	2403	231
Frauentobel	2200	2412	222
Dorftälli	2200	2420	214
Schafläger	2280	2435	199
Durchschnitt	2158	2412	222

<u>DAUN - Stadium</u>			
Chummertal	1740	2302	332
Staflerberg	1800	2299	335
Frauentobel	1890	2345	289
Lochalp	1970	2311	323
Strelaberg	2080	2296	338
Dorftälli	1900	2340	294
Parsenn	2060	2311	323
Casanna	2140	2309	325
Durchschnitt	1948	2314	320

<u>CLAVADEL - Stadium</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>DEP</u>
Bärental	1600	2230	395
Frauentobel	1720	2258	376
Lochalp	1700	2245	389
Strelaberg	1880	2230	404
Schiatobel	1660	2168	466
Gotschna	2140	2220	414
Dorftälli	1600	2218	416
Durchschnitt	1757	2225	409

Tab. 8 Schneegrenzwerte in den Tälern NW der Landwasser

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

Die durchschnittliche SG-Depression beträgt bei den egesen-äquivalenten Gletscherständen 222 Meter, bei den daunäquivalenten 320 Meter. Damit ist die Zuordnung ins allgemeine spätglaziale Schema bestätigt. Die dritte Gruppe mit einer mittleren SG-Depression von 409 Metern wird dem im Raum Davos offenbar sehr verbreiteten Clavadel-Stadium zugeordnet. Damit konnte die Existenz dieses zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium liegenden Gletschervorstosses gleich mehrmals nachgewiesen werden.

6. DAS MOENCHALPTAL (vgl. Karte im Anhang)

Das sehr steile und in seinem oberen Abschnitt von einer markanten Felsstufe unterbrochene Mönchalptal mündet bei Unter-Laret in die seit dem Totalpbergsturz verschüttete Talverbindung zwischen Davos und Klosters. Morphologisch wurde das Gebiet letztmals von G. BORNHAUSER (1951) aufgenommen; allerdings ging es bei dieser Untersuchung nicht um eine Gliederung der Gletscherstände, sondern um eine Bestandsaufnahme aller morphologischer Formen. Aus diesem Grunde habe ich das Mönchalptal auch im Hinblick auf eine erhoffte Beziehung zwischen den Moränen und den Bergsturzablagerungen neu kartiert und gegliedert.

Die neuzeitliche Vergletscherung beschränkte sich auf das unmittelbar unterhalb des Pischahorns (2979 m) gelegene Hauptkar, wo um 1850 zwei kleine Gletscher existierten. Das BZN berechnet sich zu 2705 m. Der jüngste spätglaziale Gletscherstand zeichnet sich auf Pischaboden ab, wo der Gletscher gerade oberhalb der Steilstufe endete. Dieser Stand entspricht mit einer SG-Depression von 192 Metern dem Egesen-Stadium. Zur gleichen Zeit bestand im SW-exponierten Tälli-Kar ebenfalls ein Gletscher, der im Höhenbereich zwischen 2260 - 2360 m in regelmässigen Ab-

ständen 6-7 modellartig geformte Endmoränenkränze hinterliess. Da im fraglichen Bereich der Daun-Vergletscherung wegen der Steilstufe keine Moränen erhalten sind, kann das Gletscherende nicht genau rekonstruiert werden. Aufgrund der allgemeinen Situation und eines Moränenansatzes am Ausgang des Tälli-Kares kann aber das Daun-Stadium im Bereich Innersäss angenommen werden.

Aeltere Moränen lassen sich erst wieder ausserhalb des Mönchalptales bei der Lokalität Grossweid erkennen. Bei der Kartierung der Bergsturzablagerung fiel auf, dass die im Bereich der Mönchalptalmündung gelegenen Serpentin-Trümmermassen des Bergsturzes von zahlreichen Gneisblöcken überstreut sind. Da dieser Bereich in seiner morphologischen Ausprägung durchaus einem Zungenbecken gleicht, lag die Annahme auf der Hand, dass hier der Mönchalptalgletscher offenbar n a c h dem Bergsturz noch einmal bis ins Haupttal vorgestossen ist und seine aus Gneisen bestehende Moräne auf dem Bergsturzmateriel abgelagert hat. Diese Interpretation steht grundsätzlich im Einklang mit der von R. HANTKE (1980, Fig. 114) vertretenen Auffassung eines erneuten, die Bergsturzablagerung überprägenden Vorstosses des Mönchalptalgletschers. R. HANTKE nimmt jedoch an, dass der Gletscher damals bis in den Talabschnitt von Unter-Laret vorgestossen ist. Dabei müsste aber der Gletscher talaufwärts geflossen oder so mächtig gewesen sein, dass er talabwärts sicher bis weit über Klosters vorgestossen wäre. Nach meiner Auffassung reichte aber das Gletscherende dieses Vorstosses lediglich bis knapp ausserhalb der Talmündung, da die ortsfremden Gneisblöcke nur in diesem kleinen Abschnitt festzustellen waren.

Die Schneegrenzdepression des Grossweid-Standes beträgt 466 Meter; damit kann dieser Vorstoss mit dem am Ausgang des Sertigtals festgestellten Clavadel-Stadium parallelisiert werden. Die Frage nach dem Gschnitz-Stadium ist bei Klosters-Selfranga zu lösen. In enger Nachbarschaft mit den schon oft beschriebenen mächtigen Ufermoränen des Silvrettagletschers (vgl. J. CADISCH, 1921, 1925/26) lässt sich hier auf der rechten Talseite zusätzlich eine weitere Moräne ausscheiden, die eindeutig von einem aus dem Raum Davos stammenden Gletscher abgelagert wurde. Ein Moränenaufschluss zeigte nämlich Gneise, Serpentine und Radio-larite. Die Letztgenannten stammen aus dem Bereich Casanna-Gotschnagrat. Die Eismassen dürften somit wenigstens teilweise auch aus dem Parsennggebiet genährt worden sein. Für die SG-Berechnung wurde der Anteil des Mönchalptalgletschers an dieser Gletscherzunge zeichnerisch abgetrennt. Eine Berechnung des Gesamtgletschers war nicht durchzuführen, da das übrige Einzugsgebiet auch im späteren Abrissgebiet des Totalbergsturzes lag und nicht mehr zu rekonstruieren ist. Die SG-Depression dieses Standes ergab 601 Meter. Trotz gewissen Unschärfen ist dieser Wert ein guter Hinweis für das gschnitz-äquivalente Alter dieses Gletscherstandes. Da der Gletscher damals mit den Moränen des Silvrettagletschers fast in Berührung stand, weist sein Depressionsbetrag gleichzeitig auch auf das Alter dieser Moränen hin, die, wie schon J. CADISCH (1925/26) vermutete, dem Gschnitz-Stadium angehören.

<u>STAND</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Klosters	2104	2705	601	GSCHNITZ
Grossweid	2239	2705	466	CLAVADEL
Pischaboden	2513	2705	192	EGESEN

Tab. 9 Schneegrenzwerte Mönchalptal

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau 1850,

DEP = Depressionswert, alle Angaben in m.

Der Totalpbersturz liegt innerhalb des gschnitz-äquivalenten Zungenbeckens und muss daher um mindestens die Zeitspanne jünger sein, die der Gletscher für das Abschmelzen aus dieser Endlage benötigte. Da ausserdem die clavadel-äquivalenten Moränen auf dem niedergestürzten Material lagern, müssen die Gesteinsmassen von der Totalp zwischen dem Gschnitz- und dem Clavadel-Stadium losgebrochen sein.

7. DER TOTALPBERGSTURZ (vgl. Karte im Anhang)

7.1. Uebersicht

Der Totalpbergsturz, der in spätglazialer Zeit im Gebiet des heutigen Wolfgangpasses niederging, war für die geomorphologische Gestaltung der Davoser Landschaft eines der bedeutungsvollsten Ereignisse. Die Serpentintrümmersmassen zwischen Davos und Klosters weckten schon früh das Interesse der Geologen und waren auch im Verlauf der wissenschaftlichen Untersuchungen oft Gegenstand zahlreicher Erörterungen und Spekulationen. Wurden diese Serpentinmassen auf dem Wolfgangpass anfänglich noch für anstehender Fels gehalten (J. BALL, 1897), dann als Moräne beschrieben (A.V. JENNINGS, 1898, 1899a, 1899b, G. EISENMENGER, 1906, 1907), so war H. MYLIUS (1912) der erste, der die Ablagerungen richtig als Bergsturz erkannt hat. J. CADISCH kommt hingegen das Verdienst zu, den Totalpbergsturz erstmals eingehender auch mit den Folgeerscheinungen, wie dem Aufstau des "Grossdavosersees" und dessen Entwicklung, dargestellt zu haben (J. CADISCH, 1921, 1925/26, 1929). Obwohl F. BAIER (1926) die Schuttmassen immer noch für eine mit Bergsturztrümmern vermischte Moräne hält, setzte sich aber J. CADISCHS Auffassung mehr und mehr durch und wurde in der Folge stets übernommen (O. LUETSCHG, 1944, G. BORNHAUSER, 1950, E. KIRCHEN, 1970). Erst G. ABELE (1974) hat dieses Ereignis unter neuen bergsturzmekanischen Gesichtspunkten beleuchtet.

Der Totalpbergsturz und die mit ihm in Verbindung gebrachte Flussumkehr der Landwasser sind ein anschauliches Beispiel, wie

geomorphologische Vorgänge zusammenspielen.

Im Verlaufe meiner Untersuchungen zeigte es sich, dass der Totalpbergsturz und insbesondere die darauffolgende Seebildung hinter dem Bergsturzziegel eng mit den gletschergeschichtlichen Vorgängen zusammenhängen. Da diese miteinander verknüpften Vorgänge bisher noch nirgends vollständig zur Darstellung gelangten, habe ich versucht, den Bergsturz und die Seebildung neu aufzugreifen und unter den Gesichtspunkt des spätglazialen Gletschergeschehens zu stellen. Insbesondere schien es lohnenswert, etwas näher auf die Entwicklung des sogenannten "Grossdavoser-sees" einzutreten. Bei genauerem Studium der Literatur blieben nämlich vor allem in bezug auf das südliche Ende des Sees noch einige Fragen offen. Für ihre Lösung habe ich eine Neukartierung des Davoser Talbodens wie auch des Bergsturزابlagerungsgebietes vorgenommen.

7.2. Der Bergsturz

Die fast ausschliesslich aus Serpentintrümmern bestehenden Bergsturزابlagerungen haben ihren Ursprung im Gebiet der Totalp, wo noch heute östlich des Totalphorns eine deutliche Ausbruchsnische erkennbar ist. Nach der Beschreibung von J. CADISCH (1921) brandeten die Sturzmassen zuerst an der gegenüberliegenden Talseite an, wo ein grosser Teil im Gebiet Drussetscha liegenblieb. Der zurückgeworfene Trümmerstrom wandte sich nach Norden und stiess bis fast nach Klosters vor. Nach einer "Fahrbahnlänge" von rund 6,6 km (G. ABELE, 1974, S. 184) kam er zum Stillstand und blieb, durch das enge Tal kanalisiert, als aufgewölbter Pfropfen liegen. J. CADISCH (1921, S. 90) nimmt an, dass der Bergsturz bei Klosters-Selfranga an den sich im Rückzug befindenden Silvrettagletscher fuhr und dort durch die heute noch gut erhaltenen Ufermoränen gebremst wurde. In einer späteren Arbeit weist J. CADISCH (1925/26, S. 298) die Moränen bei Klosters-Selfranga dem Gschnitz-Stadium zu. 1929 (S. 85) präzisiert er, dass die höheren Wälle durch den Totalpbergsturz weggewischt wurden und die tiefste, d.h. innerste Moräne jünger als der Sturz sei. Diesmal rechnet J. CADISCH diese Vorstösse dem Daun-, möglicherweise aber auch dem Gschnitz-Stadium zu.

Die Ursache des Bergsturzes sieht R. HANTKE (1978, S. 111) in der stärkeren Durchfeuchtung, hervorgerufen durch Schmelzwasser während der ersten spätwürmzeitlichen Erwärmung und in tektonischen Störungen. Das Volumen des Sturzmaterials schätzte J. CADISCH (1921, S. 67) auf rund 600 Millionen m³. Nach den Angaben von G. ABELE (1974, S. 23) ist der Totalpbergsturz mit diesem Rauminhalt hinter dem rund 3,5 mal grösseren Bergsturz von Köfels und noch vor dem 0,3 km³ messenden Bergsturz von Chironico der zweitgrösste kristalline Bergsturz der Alpen. Da das rekonstruierte Hohlvolumen der sichtbaren Ausbruchsnische am Totalphorn mit rund 0,04 km³ um ein Vielfaches geringer ist als

das Volumen der abgelagerten Masse, nimmt G. ABELE (1974, S. 21) an, dass das ehemalige Abbruchgebiet viel grösser anzunehmen und deshalb sehr wahrscheinlich auch auf das Gebiet Schwendi, Ober-Laret und Wolfgang auszudehnen ist. Das dann mit rund 0,4 km³ zu veranschlagende Hohl-volumen erscheint dann im Vergleich zu den 0,6 km³ des Ablagerungsgebietes viel passender. Das ehemalige Relief kann aber nur sehr schwer rekonstruiert werden, zumal nach dem Sturzereignis eine beträchtliche erosive Ausräumung stattgefunden hat, deren riesige Schwemmkegel das ganze Gebiet von Ober-Laret bedecken.

Nach meinen eigenen Untersuchungen lassen sich im Gelände drei verschiedene, wohl ebenso vielen Bergsturzphasen entsprechende Ablagerungsgebiete unterscheiden: Drussetschawald, Delenwald und Grossweid/Stützwald. Die Hauptmasse des Drussetschawaldes gelangte wohl in einer ersten Bergsturzphase zur Ablagerung und hinterliess am Gegenhang ein deutliches Brandungstälchen. Durch ein solches sind auch die Gebiete Drussetschawald und Delenwald voneinander getrennt. Die letztgenannte Sturzmasse wurde demnach in einer folgenden Phase an die erste, wohl bereits ruhende Masse angelagert. Das dritte Ablagerungsgebiet von Grossweid/Stützwald liegt in der Längsrichtung der ehemaligen Talverbindung Davos-Klosters. Diese Bergsturzmasse scheint sekundär aus der Drussetschaablagerung herausgebrochen zu sein, denn die Hohlform südlich Unter-Laret, die von G. ABELE (1974, S. 76) mit einer Kantensignatur umfahren wird, kann als Ausbruchsnische der Grossweid/Stützwald-Masse interpretiert werden. R. HANTKE (1980, Fig. 114) andererseits deutet die Form als Zungenbecken eines aus dem Mönchalptal stammenden Gletschers; dazu müsste aber der Gletscher am Ausgang des Mönchalptales aufwärts geflossen sein (vgl. Kap. C 6.).

Auf dem Drussetschagebiet mit eher kleinen Serpentintrümmern lagert ein weiterer, allerdings nur lokaler Felssturz, der durch bedeutend grössere Gneisblöcke auffällt. Die Herkunft dieser Gesteinsmassen kann in einer deutlich ausgebildeten Ausbruchsnische am Abhang des Drussetschaberges angenommen werden. Auch auf anderen Trümmerbereichen lässt sich an mehreren Orten erratisches Gesteinsmaterial feststellen (vgl. G. ABELE, 1974, S. 76). Schon J. CADISCH (1921, S. 90) fielen diese, nach seiner Meinung aber völlig unbedeutenden bergsturzfremden Gesteine auf, die er ebenfalls als Bergsturmassen deutet. Auch R. GEES (1955, S. 20) stellte fest, dass das Totalprümmermaterial nicht einheitlich aus Peridotit-Serpentin besteht, sondern auch andere kristalline Gesteine aufweist, deren Vorhandensein er auf möglicherweise zwei verschiedene Stürze zurückführt. Da dieses allenfalls aus Moränenmaterial bestehende Erratum aber sehr lückenhaft auftritt, kann zumindest eine vollständige Ueberprägung durch spät-glaziale Gletschervorstösse ausgeschlossen werden. Gegen eine glaziale Ueberprägung des gesamten Sturzgebietes spricht auch, dass sein Geländere Relief mit mehreren kleineren Seen und Vertiefungen deutlich unruhig ausgestattet ist und noch weitgehend den Bergsturzcharakter widerspiegelt.

Das Alter des Bergsturzes bezeichnete G. EISENMENGER (1906/07)

noch als postglazial. J. CADISCH (1925/26) ordnet dieses Ereignis ins Spätglazial ein. Aufgrund der Moränensituation bei Klosters-Selfranga nimmt er ein Alter zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium an. P. KELLER (1930) untersuchte bei Laret-Klosters (1530 m) in einer Mulde der Bergsturztrümmer pollenanalytisch ein 315 cm tiefes Moor, dessen Profilabfolge zuunterst mit einer prägnanten Kiefernperiode einsetzt. Nach den heutigen Einteilungskriterien kann dieser Abschnitt mit der Pollenzone IV (Präboreal) parallelisiert werden (Dr. C. BURGA, pers. Mittlg.). Dieser Zeitraum zwischen 10'200 - 8'950 Jahren vor heute stellt aber ein zu junges Mindestalter für den Bergsturz dar.

7.3. Der Grossdavosersee

Nach dem Niedergang des Totalpbergsturzes kam es nach den Ausführungen von J. CADISCH (1921, 1925/26, 1929) hinter der Bergsturzschwelle zum Aufstau eines rund 13-14 km langen Sees. Sein südliches Ende nahm er in der von Schuttmassen gefüllten Zügenschlucht bei Monstein an. Die Bergsturmassen hatten also den ehemaligen Abfluss nach Klosters verstopft, so dass sich die Landwasser gegen Süden einen neuen Weg suchen musste. Die alte Entwässerungsrinne konnte im Jahre 1923 anlässlich einer Seespiegelabsenkung des Davosersees festgestellt werden. Dabei kamen nach J. CADISCH (1925/26, S. 289) die Oberkante und Wandpartien der ehemaligen Schlucht zutage. Damit konnte die vielfach bestrittene, ehemals nach Norden gerichtete Entwässerung des Davoser-Raumes bewiesen werden. Da zu dieser Zeit die Zügenschlucht bestimmt auch schon bestand, nahm J. CADISCH (S. 290) an, dass die präglaziale Felswasserscheide zwischen Albula und Landwasser in der Gegend von Glaris gelegen haben müsse.

Den weiteren Ablauf beschreibt J. CADISCH (S. 289) so, dass einerseits der Grossdavosersee durch die Alluvionen der Zuflüsse aus dem Flüela-, Dischma- und Sertigtal in mehrere Einzelseen aufgeteilt wurde, die nach und nach zu verlanden begannen. Andererseits wurde die schutterfüllte Zügenschlucht ziemlich schnell von der Landwasser ausgeräumt, so dass die einzelnen Seebecken zur Entleerung gelangten.

Nach den eigenen Untersuchungen lassen sich mindestens zwei Hauptphasen der Seebildung unterscheiden. Die erste Phase erfolgte in Zusammenhang mit dem Gschnitz-Stadium. Damals verstopfte der Monsteiner-Gletscher mit seinen Eis- und Schuttmassen die Zügenschlucht, so dass sich hinter dieser Barriere ein erster See zu stauen begann. Zur gleichen Zeit stiessen auch die übrigen Seitengletscher der Davoser Landschaft bis ins Landwassertal vor. Vereinigt reichten sie im Norden bis nach Klosters und im Süden bis unterhalb Glaris. Zwischen diesen beiden Eismassen konnte sich noch ohne Barriere des Totalpbergsturzes ein See entwickeln, dessen Terrassenbildungen auf der linken Talseite zu erkennen sind. Da die mächtigen Deltaablagerungen bei

Frauenkirch eindeutig innerhalb der gschnitz-äquivalenten Gletscherausdehnung liegen, kann ihre Bildung erst erfolgt sein, nachdem die Gletscher bereits wieder etwas weiter zurückgeschwunden waren. In der nächstfolgenden Vorstossphase erreichte der Monsteiner-Gletscher nur noch knapp die Zügenschlucht und war deshalb als Staumasse nicht mehr wirksam. Das südliche See-Ende muss in dieser zweiten Phase weiter talaufwärts gelegen haben; es kann unterhalb Frauenkirch am Ausgang des Chummertälli angenommen werden.

Die daun-äquivalenten Moränen des Chummertälligletschers liegen auf 1740 m und damit nur knapp innerhalb der Talmündung.

Mit einer gegenüber dem Daun-Stadium rund 100 Meter grösseren SG-Depression kann man sicher annehmen, dass der Gletscher zur Zeit des Clavadel-Stadiums bis weit ins Landwassertal gereicht und den Abfluss gegen Süden abgeriegelt hat. Die auf beiden Tal-seiten entwickelten Terrassenflächen können als Eisrandschüttungen dieses hier stauenden Gletschervorstosses interpretiert werden.

Dass es also überhaupt zu einer Seebildung kommen konnte, ist somit nicht in erster Linie dem Totalpbergsturz, sondern vielmehr diesen Eismassen aus dem Chummertälli zuzuschreiben. Ohne ihre Stauwirkung hätte sich hinter dem Bergsturziiegel kein so bedeutender See aufstauen können.

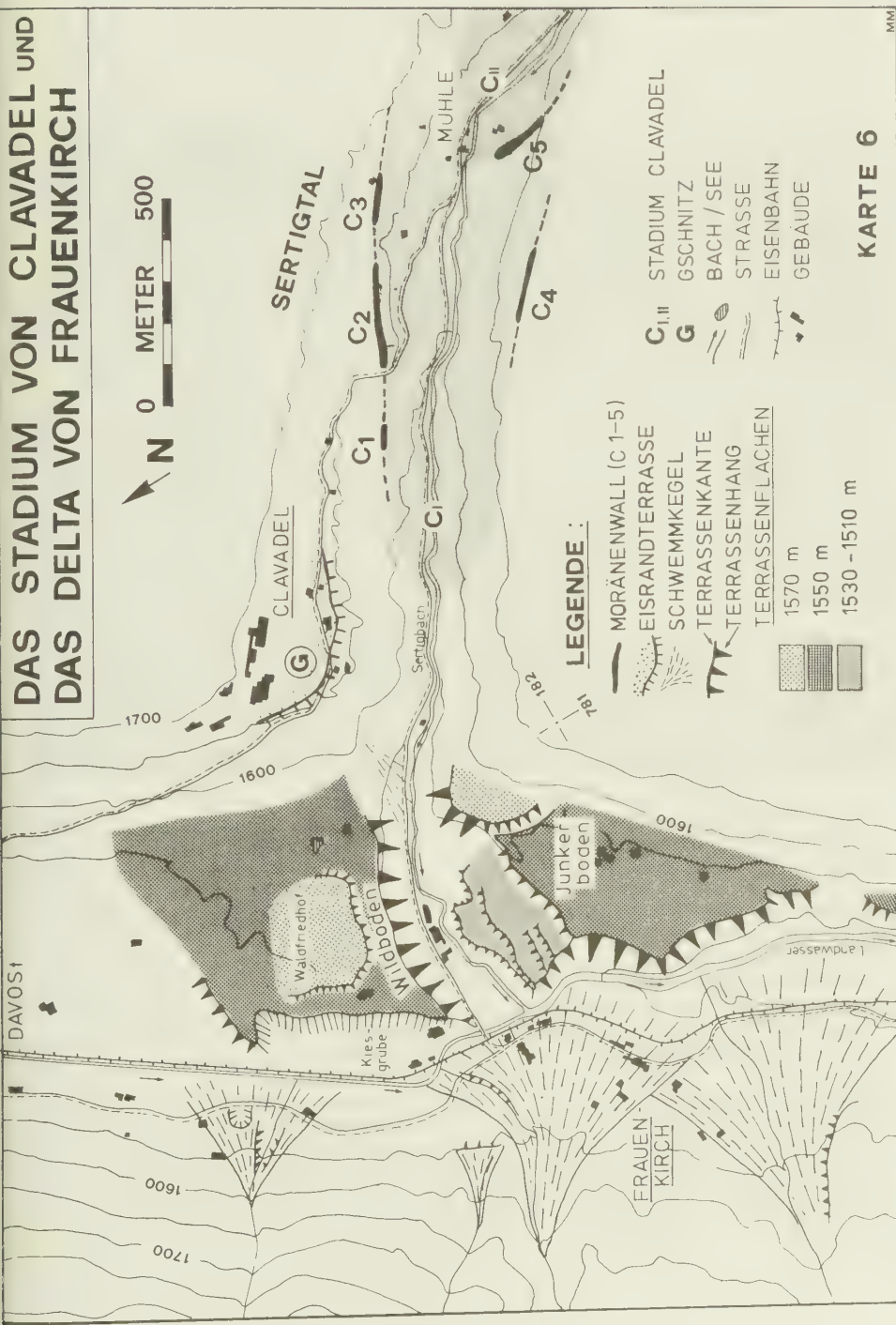
7.4. Untersuchungen am Delta von Frauenkirch (vgl. Karte 6)

Die mächtigen, bis weit über die Mitte des Landwassertales hinausreichenden Deltaablagerungen bei Frauenkirch am Ausgang des Sertigtals sind Zeugnis des ehemaligen, von J. CADISCH (1925/26) erstmals beschriebenen "Grossdavosersees".

Der ganze Komplex dieser Deltaablagerungen weist eine Vielzahl von Terrassenflächen und Erosionskanten unterschiedlicher Höhe und Ausprägung auf (vgl. Karte 6). Die einzelnen Terrassensysteme sind das Resultat mehrerer Seespiegelschwankungen. Die höchste noch nachweisbare Lage des einstigen Seespiegels ist am linken Talausgang in einer kleinen auf rund 1570 m gelegenen Terrasse zu finden, zu der auch das Gebiet des heutigen Waldfriedhofes zählt. Die Hauptakkumulation aber erfolgte erst nach einer kurzen Erosionsphase, bei welcher sich der Wasserspiegel um rund 20 Meter absenkte und danach wohl einige Zeit auf dem Niveau von 1550 m konstant blieb. Während dieser Zeit sind die mächtigen, damals noch zusammenhängenden Schotterkörper des Wild- und Junkerbodens geschüttet worden. Zum Abschluss dieser Akkumulationsperiode bildete sich eine deutliche Uebergangsschicht aus (vgl. Abb. 6). Aufgrund der topographischen Verhältnisse muss man annehmen, dass die Wurzel des zu diesem Zeitpunkt noch intakten Deltakörpers wohl rund 500 Meter weit in die Mündung des

DAS STADIUM VON CLAVADEL UND DAS DELTA VON FRAUENKIRCH

DAVOS



LEGENDE :

- MORÄNENWALL (C 1-5)
- EISRANDTERRASSE
- SCHWEMMKEGEL
- TERRASSENKANTE
- TERRASSENHANG
- TERRASSENFLÄCHEN



- C_{1,11} STADIUM CLAVADEL
- G GSCHNITZ
- BACH / SEE
- STRASSE
- EISENBAHN
- GEBAUDE

Sertigtales gereicht haben muss.

Eine erneut einsetzende, wohl durch das Ueberfliessen und Absenken der Eisbarriere unterhalb Frauenkirch verursachte Seespiegelabsenkung bewirkte eine Erniedrigung der lokalen Erosionsbasis. Der Sertigbach schnitt sich darauf in sein eigenes Delta ein und schuf dabei ein getrepptes Terrassensystem. Vor allem im nördlichen Teil des Junkerbodens ist es klar herausmodelliert, am Wildboden dagegen zeugt ein einziger rund 25 Meter hoher Prallhang von einer erosiven Tätigkeit des Sertigbaches. Am Talausgang wandte sich der Sertigbach vorerst der allgemeinen Entwässerungsrichtung folgend nach Südwesten und schnitt sich so zuerst auf der Junkerbodenseite ein. Im weiteren Verlauf wurde der Sertigbach sukzessive nach aussen abgelenkt, so dass die bereits bestehenden Terrassenabfolge nicht mehr zerstört werden konnte.

Zufolge des Kiesabbaues ist die Frontseite des Wildbodens aufgeschlossen und lässt zwei verschiedene Schottereinheiten erkennen (vgl. Abb. 6):

Unterer Schotter (S 1): Er ist durch typische Schrägschichtungen charakterisiert (foreset), die durch wechsellagernde Sand- und Geröllschüttungen aufgebaut werden. Die Delta-Struktur lässt sich über den ganzen, rund 400 Meter breiten Aufschluss verfolgen und zeigt durch ihren homogenen Aufbau weitgehend ungestörte Sedimentationsbedingungen und regelmässige Materialzufuhr an.

Oberer Schotter (S 2): Der obere Schotter kann aufgrund seiner horizontalen Lagerung als Uebergussschicht (topset) bezeichnet werden. Mehrere grössere, kantengerundete Blöcke verleihen ihm einen moränenartigen Charakter. In diesem Material konnten sogar einzelne Kalkgerölle gefunden werden, die deutliche Gletscherkritze aufwiesen.

Im nördlichen Abschnitt des Wildbodens konnten auf der Höhe der Uebergussschicht mehrere, offenbar in kleinen Tümpeln abgelagerte Feinsandhorizonte beobachtet werden, die als Stillwasserabsätze zu deuten sind.

Es stellte sich nun die Frage, ob diese Deltaablagerungen, deren Bildung aufgrund ihrer Lage eindeutig erst nach dem Gschnitz-Stadium erfolgte, in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Clavadel-Stadium des Sertiggletschers stehen. Denn die Vermutung lag nahe, dass die volumenmässig überaus mächtigen Deltaablagerungen als eisrandnahe Schüttungen des bei Clavadel liegenden Sertiggletschers aufzufassen sind. Dazu konnte ja bereits gezeigt werden, dass der unterhalb Frauenkirch stauende Gletscher aus dem Chummertäli eine ähnliche Schneegrenzdepression aufgewiesen hat wie sie auch für das eigentliche und namengebende Stadium von Clavadel berechnet werden konnte. Aufgrund allein der Schneegrenzberechnungen kann bereits ein Zusammenhang zwischen der Seebildung und des Clavadel-Stadiums abgeleitet werden. Mit lithologischen Untersuchungen ist es gelungen, diese Annahme zu untermauern.



Abb. 6 Aufschluss am Delta von Frauenkirch (Wildboden)

Deutlich sind die schräggestellten Deltaschichtungen des unteren Schotters (S 1) und die horizontale Uebergussschicht (S 2) zu erkennen. Die Schüttung erfolgte aus dem im Hintergrund einmündenden Sertigtal in den spätglazialen "Grossdavosersee".

Am Aufschluss Wildboden wurden aus beiden Schottereinheiten stichprobenweise je drei Gesteinsproben entnommen und geröllpetrographisch sowie morphometrisch nach der von A. CAILLEUX (1952) beschriebenen Methode untersucht. Da sich nach der jeweils zuerst durchgeführten geröllpetrographischen Auswertung erwartungsgemäss keine Unterschiede ergaben, das geologische Einzugsgebiet ist ja für den gesamten Deltabereich identisch und klar abgegrenzt, wurden für die morphometrischen Messungen die in den einzelnen Proben mit einem durchschnittlichen Anteil von rund 50% am häufigsten vertretenen Kalke aus der Ducanmulde aussortiert. Davon wurden anschliessend je 100 Einzelgerölle im Grössenbereich von 2 - 7 cm ausgemessen (vgl. CHR. SCHLUECHTER, 1976, W. KELLER, 1977, U. KAESER, 1980). Die berechneten und gruppierten Werte sind in den untenstehenden Diagrammen dargestellt.

Die Darstellung der Medianwerte in dem von CHR. SCHLUECHTER (1976) erstmals in dieser Form entworfenen Abplattungs (Ai)- und Zurundungs (Zi)-Diagramm zeigt (vgl. Abb. 3), dass die Einzelwerte kaum streuen, und dass sich die Proben aus dem unteren und oberen Schotter nicht unterscheiden. Schwerpunktmässig liegen alle Werte im eher fluviatil geprägten Bereich. Vorsichtiger interpretiert ist dieser wohl noch zum Grenzbereich zwischen fluviatil und glazial zu zählen. Die Vermutung, dass zumindest der obere Schotter glazigen geprägt ist, kann aufgrund dieser Darstellung jedoch nicht bestätigt werden.

Das Histogramm der Zurundungswerte je einer aus dem oberen und unteren Schotterpaket stammenden typischen Probe zeigt ein differenzierteres Bild (vgl. Fig. 4). Beide Proben weisen einen Hauptmodus auf, der zwischen 250 - 350 liegt und damit im Vergleich zu den von CHR. SCHLUECHTER (1978, S. 103) für verschiedene Ablagerungen als typisch bezeichneten Werten einen "fluvio-glazialen" oder hier im Delta einen "glazilimnischen" Schotter repräsentiert. Das Histogramm S2 deutet darauf hin, dass der obere Schotter sogar noch "fluviatiler" ist als der untere. Daneben treten in beiden Proben Nebenmodi auf, die in Analogie zu den von CHR. SCHLUECHTER (1976, S. 88) im Gebiet des eiszeitlichen Aaregletschers beschriebenen Erscheinungen als verschiedene Geröllgenerationen interpretiert werden können. Die ältere Generation wurde bereits durch frühere Transportvorgänge bearbeitet und zeichnet sich nach der erneuten Verfrachtung ins Wildbodendelta durch bessere Zurundung aus. Das völlige Fehlen von Zi-Werten in dem für Grundmoränenmaterial typischen Bereich um 100 (CHR. SCHLUECHTER, 1978, S. 103) zeigt, dass in den Proben entweder nicht verlagertes Moränenmaterial fehlt, oder dass Transport und Ablagerung im Delta die Spuren einer glazigenen Prägung ausgelöscht haben.

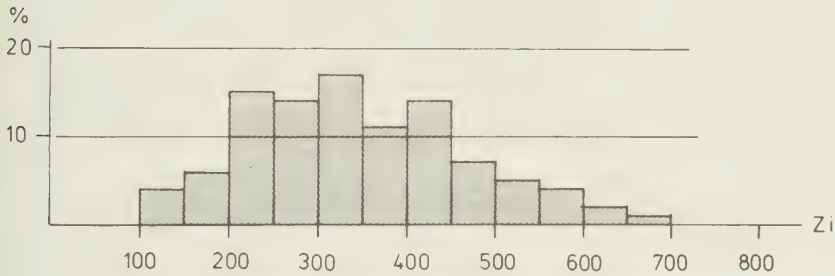
Erwähnenswert sind aber die gletschergekratzten Geschiebe im oberen Schotter. Schon W. LEUPOLD et al. (1935) schrieben sie, allerdings an einer nicht näher bezeichneten Lokalität, dem Umstand zu, dass zur Zeit der Ablagerung die Gletscher noch ganz

GERÖLLMORPHOMETRIE AM DELTA VON FRAUENKIRCH (WILDBODEN)



Fig. 3 Abplattungs (Ai)-Zurundungs (Zi)-Diagramm, Gliederung nach CHR. SCHLUECHTER (1976)

PROBE S 2 (oben)



PROBE S 1 (unten)

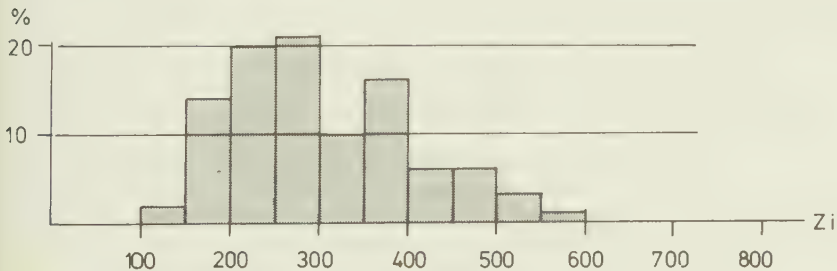


Fig. 4 Histogramme der Zurundungswerte

in der Nähe des Sees gelegen haben müssen. Nach den im Vorfeld des Kanderfirms durchgeführten Untersuchungen konnte CHR. SCHLUECHTER (pers. Mittlg.) nachweisen, dass Kalkgerölle je nach ihrer Härte ihre gletschergekratzte Oberfläche spätestens nach einem fluviatilen Transportweg von 500 - 1000 Metern restlos verlieren. Auf das Sertigtal übertragen ist diese Beobachtung ein Hinweis, dass der Transportweg des gletschergekratzten Gesteinsmaterials kleiner als 1 km war. Aufgrund dieser maximalen Distanz stammen diese Gerölle somit höchstwahrscheinlich aus dem Moränenmaterial des Clavadel-Standes. Ob diese Gerölle allenfalls erst viel später aus der Moränenablagerung ausgeschwemmt wurden und somit nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Gletschervorstoss des Clavadel-Stadiums stehen, kann aber nicht ganz ausgeschlossen werden.

Zusammenfassend ergaben sich somit folgende Hinweise:

- Die Zi/Ai-Medianwerte der untersuchten Proben zeigen eine vorwiegend fluviatile Prägung, im Uebergangsbereich zu glazigen Werten.
- Die Verteilung der Zi-Werte in den Histogrammen charakterisiert die entnommenen Proben als schmelzwassergeprägte Schotter. Die mehrmodale Verteilung lässt auf verschiedene Geröllgenerationen schliessen. Die untere Probe ist sogar noch stärker "glazigen" geprägt als die obere.
- Die eindeutig gletschergekratzten Kalkgerölle des oberen Schotters lassen auf eine Herkunft schliessen, die weniger als 1 km vom Probenentnahmeort entfernt ist und im Zungenbereich des Clavadel-Stadiums des Sertiggletschers liegt.
- Es ist somit höchstwahrscheinlich, dass auch aufgrund der volumenmässig mächtigen Ablagerungen dieses Material dem Moränenkomplex des bei Clavadel liegenden Sertiggletschers entstammt.

7.5. Zusammenfassung

Meine Untersuchungen über den Totalpbergsturz und die damit verbundenen Vorgänge ergaben folgendes Bild:

- Der Totalpbergsturz war aufgrund der deutlich getrennten Ablagerungsgebiete ein mehrphasiges Ereignis. Er ist im Gebiet Drusetscha von einem weiteren lokalen Felssturz überlagert.
- Da die Trümmermassen im Gebiet oberhalb Klosters deutlich innerhalb der gschnitz-äquivalenten Moränen des Davoser-Gletschers liegen, kommt für den Bergsturz nur der Zeitraum n a c h dem Gschnitz-Stadium in Frage.

- Die Bergsturzablagerungen am Ausgang des Mönchalptales sind mit erratischem Moränenmaterial des Mönchalpgletschers bedeckt. Dieser Gletscherstand gehört aufgrund der SG-Depression ins Clavadel-Stadium. Der Bergsturz erfolgte somit zwischen Geschnitz- und Clavadel-Stadium.
- Der spätglaziale "Grossdavosersee" war nicht allein die Folge des Bergsturzes; er stellt vielmehr auch das Resultat spätglazialer Gletschervorstösse dar.
- Zur Zeit des Geschnitz-Stadiums bildet sich zwischen Glaris und Monstein ein erster spätglazialer, gletschergestauter See.
- Bei Frauenkirch liegen die Deltaablagerungen innerhalb des geschnitz-äquivalenten Sertiggletschers. Sie wurden demnach erst später aufgeschichtet und entsprechen somit einer zweiten, als Hauptphase zu bezeichnenden Seebildung.
- Aufgrund der lithologischen Untersuchungen am Delta von Frauenkirch ist es wahrscheinlich, dass die Deltaschüttungen und das Clavadel-Stadium sensu stricto miteinander verknüpft sind.
- Unterhalb Frauenkirch riegelte der clavadel-äquivalente Chumertälligletscher mit seinen Eis- und Schuttmassen das Südennde des Sees im Landwassertal ab. Ohne diese Stauwirkung wäre eine Seebildung ausgeschlossen gewesen. Damit besteht eine enge Beziehung zwischen dem Clavadel-Stadium und der Bildung des Sees.

D D A S A R B E I T S G E B I E T "K E S C H"

1. EINFUEHRUNG

Mit 3417 m Höhe ist der Piz Kesch der höchste Berggipfel in meinem Untersuchungsgebiet. Das nach ihm benannte Teilarbeitsgebiet umfasst alle Täler, die im Spätglazial ihre Eismassen dem damaligen Keschgletscher zuführten und mit ihm ein zusammenhängendes Gletschersystem bildeten. Miteingeschlossen ist noch die Val d'Es-cha, die damals direkt dem Inngletscher zufluss. Der spätglaziale Keschgletscher bestand im wesentlichen aus zwei Hauptströmen; ihr Kerngebiet lag im nordexponierten Teil der Gebirgsgruppe im Bereich des heutigen Porchabellagletschers. Der westliche Teilstrom floss durch die Val Tuors in Richtung Bergün, wo er auf den Albulagletscher traf und mit diesem vereinigt einen Zufluss des Rheingletschersystems bildete. Der andere Eisabfluss strömte nach Norden durch die Val da Tschüvel und Val Funtauna und wandte sich dann, zusätzlich von mehreren Seitengletschern gespiesen, nach Südosten dem Inngletscher zu. Nach der Separierung vom Albula- bzw. Inngletscher hatte der Keschgletscher vorerst zwei selbständige Zungen. Nach und nach schwand die aus den seitlichen Karen kommenden Zuflüsse, die in der Folge eigene Moränensysteme bildeten. Heute existieren neben dem Porchabellagletscher noch einige weitere, aber meist kleinere Gletscher.

Tektonisch gehört der im Süden dieses Gebietes liegende Gebirgszug des Piz Uertsch (3267 m) und des Piz Blaisun (3200 m) noch der Ela-Decke an, während die übrigen Abschnitte fast vollständig im Bereich der Silvretta-Decke liegen. Die in der Val da Ravaisch prächtig aufgeschlossene Überschiebungszone der Ducanmulde besteht aus Sedimentgesteinen, während das übrige Gebiet der als Keschmasse bezeichneten kristallinen Zone vorwiegend aus Gneisen und Schiefern aufgebaut ist. In der Umgebung des Sertigpasses stehen zudem noch einige Diabasgänge an (vgl. H. EUGSTER, 1923).

2. DER PORCHABELLAGLETSCHER

2.1. Die neuzeitlichen Veränderungen

Der Porchabellagletscher ist mit 2,59 km² Fläche (F. MUELLER, et al., 1976) der grösste rezente Gletscher im Untersuchungsgebiet Mittelbünden. Sein Zungenende lag 1979 auf rund 2630 m. Die Moränen des 1850er-Hochstandes sind ausserordentlich schön und lückenlos ausgebildet und kontrastieren scharf zu dem bereits

bewachsenen Gebiet ausserhalb des Gletschervorfeldes (vgl. Abb. 9).

Ein Vergleich der Moränen des 1850er-Standes mit dem von J. COAZ (1846-48) entworfenen Messtischblatt zeigt eine gute Uebereinstimmung von Karte und Wirklichkeit (vgl. Abb. 7). Damals stiess der Porphabellagletscher in zwei Richtungen vor, einerseits nach Westen, wo das Zungenende unterhalb der Brücke bei rund 2420 m lokalisiert werden kann (vgl. Abb. 8) und anderseits in Richtung Val da Tschüvel, wo die Gletscherzunge auf 2560 m endete (vgl. Abb. 9). Dieser Teil des Porphabellagletschers kam dabei mit einem heute fast selbständigen Gletscherlappen in Berührung, der im Kar unterhalb der Fuorcla Viluoch genährt wurde, und bildete mit diesem eine rund 1 km lange, wohl aus mehreren Vorstossphasen zusammengesetzte Mittelmoräne aus. Aufgrund der vorhandenen Moränenablagerungen scheint der 1850er-Hochstand der am weitesten vorgestossene Gletscherstand der Neuzeit, ja des gesamten Postglazials zu sein. Abgesehen von einem kleinen Wallstück südlich der Keschhütte, das etwas ausserhalb dieses markanten Hochstandes liegt, bilden nämlich die Ablagerungen des 1850er-Vorstosses den einzigen abgrenzbaren Moränenkomplex. Da das Wallstück zu klein ist, um mit der Flechtenmethode datiert zu werden, ist sein genaues Bildungsalter nicht eruierbar. Aufgrund seiner minimalen Bewachsung, die sich kaum von derjenigen der 1850er-Wälle unterscheidet, kann aber der kleine Moränenwall bestimmt einem neuzeitlichen Gletschervorstoss zugeordnet werden: Somit waren die vorneuzeitlichen Gletschervorstösse stets kleiner als die neuzeitlichen.

Die Fläche des Porphabellagletschers betrug um 1850 $4,38 \text{ km}^2$; seither ist sie um $1,79 \text{ km}^2$ oder 41 % zurückgegangen. Das seit 1850 eisfrei gewordene Vorfeld des Porphabellagletschers weist einen reichen glazialen Formenschatz auf: End-, Ufer- und Mittelmoränen, Rundhöcker, Toteislöcher und mehrere kleine Schotterfelder. Innerhalb der 1850er-Ausdehnung zeichnen sich noch weitere Moränenwälle ab (vgl. Abb. 8). Aufgrund ihrer Lage und gemäss den Werten der Gletschervermessung stammen sie aus den Jahren 1911-1919 und gehören generell dem in den Ostalpen an vielen Gletschern ausgebildeten sogenannten 1920er-Vorstoss an.

1895 wurde der Porphabellagletscher in das Beobachtungsnetz der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft aufgenommen und seither regelmässig eingemessen. Die Längeneränderungen der Gletscherzunge wurden im "Jahrbuch des S.A.C." und ab 1925 in "Die Alpen" aufgeführt 1).

In Fig. 6 und 7 ist der allgemeine Schwund des Porphabellagletschers auf der Karte und im Längsprofil dargestellt, wie er aus verschiedenen Kartenausgaben und den jährlichen Messungen der Gletscherzunge rekonstruiert werden kann.

-
- 1) An dieser Stelle möchte ich Herrn F. JUVALTA, Kreisförster in Bergün, besonders herzlich für seine Hilfsbereitschaft danken. Neben einzelnen Messergebnissen stellte er mir eine ganze Reihe von Bildern und Photographien des Porphabellagletschers aus verschiedenen Jahren zur Verfügung.

Blatt xv. Unterabth. 14

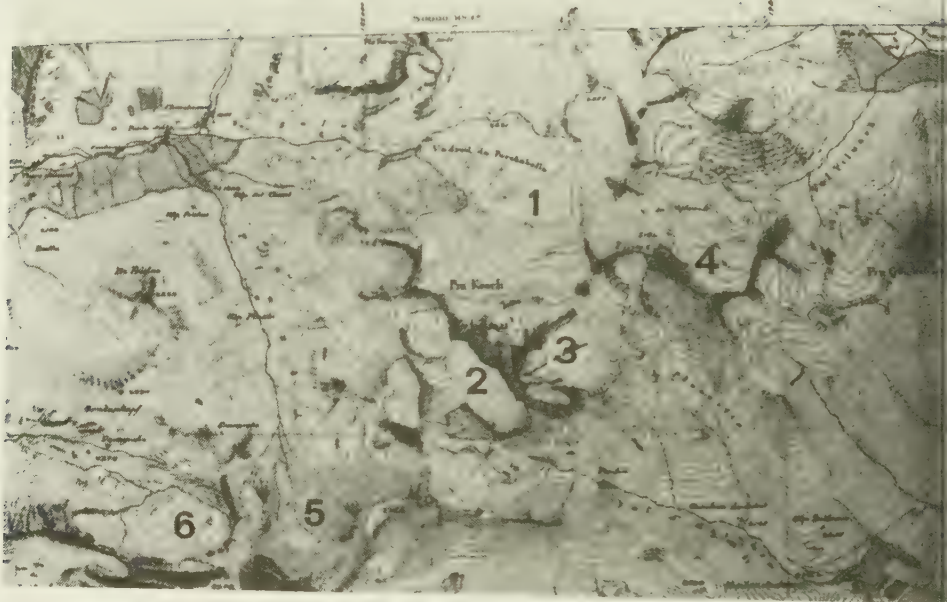


Abb. 7 Die Gletscher im Keschgebiet zur Zeit des Hochstandes von 1850, Originalmesstischaufnahme von J. COAZ (1846-1848)
1. Vadret da Porchabella, 2. Vadret Pischa, 3. Vadret d'Es-cha, 4. Vadret Viluocho, 5. Vadret Plazbi, 6. Vadret da Tisch

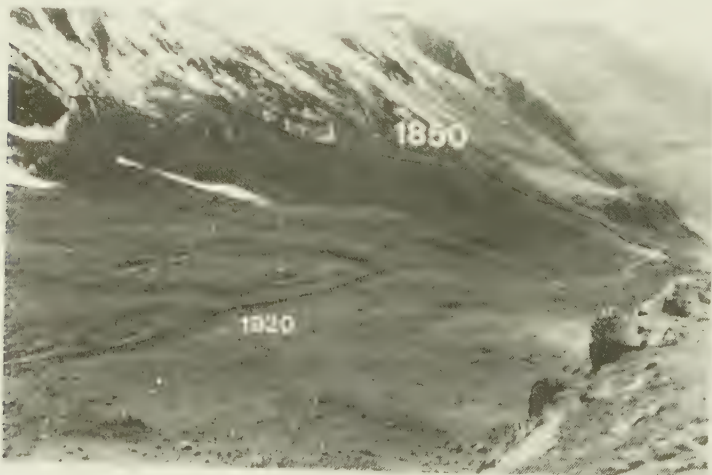


Abb. 8 Das westliche Gletschervorfeld des Vadret da Porchabella. Deutlich sind die Moränen des sogenannten 1850er- und 1920er-Vorstosses zu erkennen. Blick von der Keschhütte aus.

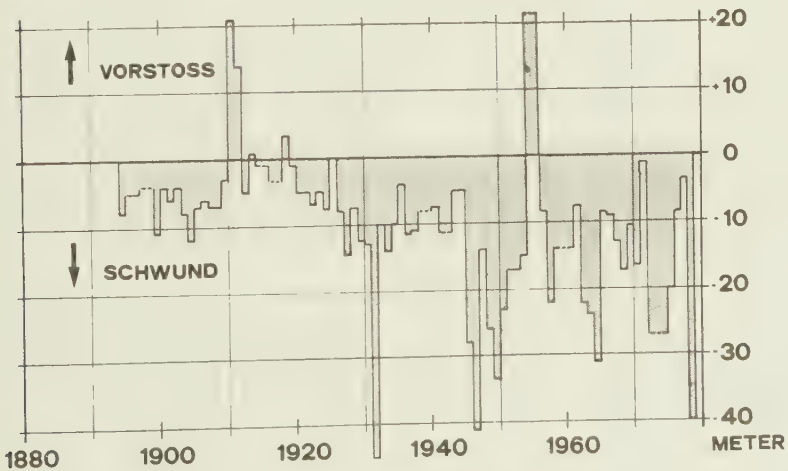
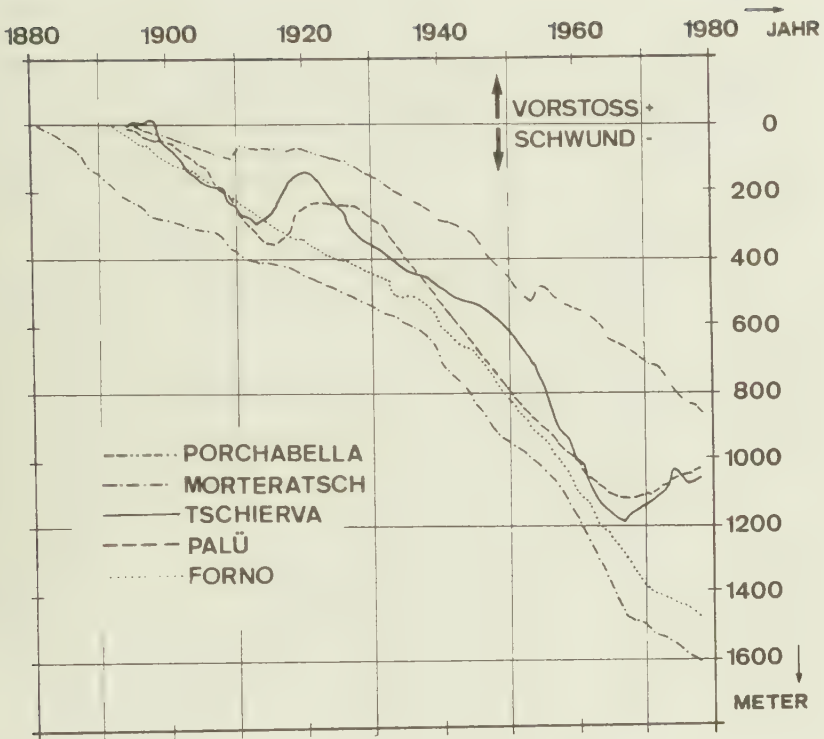


Fig. 5a Die Schwankungen des Porchabellagletschers im Vergleich zu anderen ausgewählten Bündner Gletschern (oben)

Fig. 5b Die mittleren jährlichen Bewegungsbeträge des Porchabellagletschers (unten)

Die Zungenlängenänderungen des Vadret da Porchabella (1895 - 1980)

Messjahr	Änderungs- betrag (m)	Gemittelter Änderungs- betrag (m)	Aufsummierte Ab- nahme der Zungen- länge seit 1895 (m)
1895	- 8		8
1896	n	- 5	
1897	- 10	- 5	18
1898	n	- 4	
1899	- 8	- 4	26
1900	- 11		37
1901	- 4		41
1902	- 6		47
1903	- 4		51
1904	- 8		59
1905	- 12		71
1906	- 7		78
1907	- 6		84
1908	- 7		91
1909	- 7		98
1910	- 3		101
1911	+ 21		80
1912	+ 14		66
1913	- 5		71
1914	+ 1		70
1915	n	- 0,7	
1916	- 1,5	- 0,8	71,5
1917	n	- 2,7	
1918	- 5,5	- 2,8	77
1919	+ 3,5		73,5
1920	- 1		74,5
1921	- 5		79,5
1922	- 5		84,5
1923	- 7		91,5
1924	- 5		96,5
1925	- 7,5		104
1926	0		104
1927	- 8		112
1928	- 14,5		126,5
1929	- 7,5		134
1930	- 12,5		146,5
1931	- 13		159,5
1932	- 45		204,5
1933	- 10		214,5
1934	- 14		228,5
1935	- 10		238,5
1936	- 4		242,5
1937	- 11,5		254
1938	- 11		265
1939	n	- 8	
1940	- 16	- 8	281

Fortsetzung

Messjahr	Aenderungsbetrag (m)	Gemittelter Aenderungsbetrag (m)	Aufsummierte Abnahme der Zungenlänge seit 1895 (m)
1941	- 7,5		288,5
1942	n	- 11,5	
1943	- 23	- 11,5	311,5
1945	- 10		321,5
1946	- 28		349,5
1947	- 41		390,5
1948	- 14		404,5
1949	- 26		430,5
1950	- 33,5		464
1951	- 23		487
1952	- 17		504
1953	- 17		521
1954	- 10		531
1955	n	+ 21,5	
1956	+ 43	+ 21,5	488
1957	- 8,5		496,5
1958	- 22		518,5
1959	n	- 14,3	
1960	n	- 14,3	
1961	- 43	- 14,3	561,5
1962	- 7,5		569
1963	- 22,2		591,2
1964	- 24,3		615,5
1965	- 31		646,5
1966	- 8,5		655
1967	- 9		664
1968	- 13		677
1969	- 17,5		694,5
1970	- 10,5		705
1971	- 16,5		721,5
1972	- 1		722,5
1973	n	- 26,8	
1974	n	- 26,8	
1975	- 80,5	- 26,9	803
1976	- 20		823
1977	- 8,5		831,5
1978	- 3,5		835
1979	- 37		872
1980	0		872

Quellen: Jahrbuch des S.A.C., Bde. 1895 - 1923
Die Alpen, Zeitschr. des Schweizer Alpen Club, 1925 - 1980

DIE SCHWANKUNGEN DES PORCHABELLAGLETSCHERS SEIT 1850



(nach Angaben von F. Juvalta)

FIG. 6

DER RÜCKGANG DES PORCHABELLAGLETSCHERS SEIT DEM HOCHSTAND VON 1850 (nach F. JUVALTA)

(AB 2800 m, IN FLIESSRICHTUNG GEMESSEN)

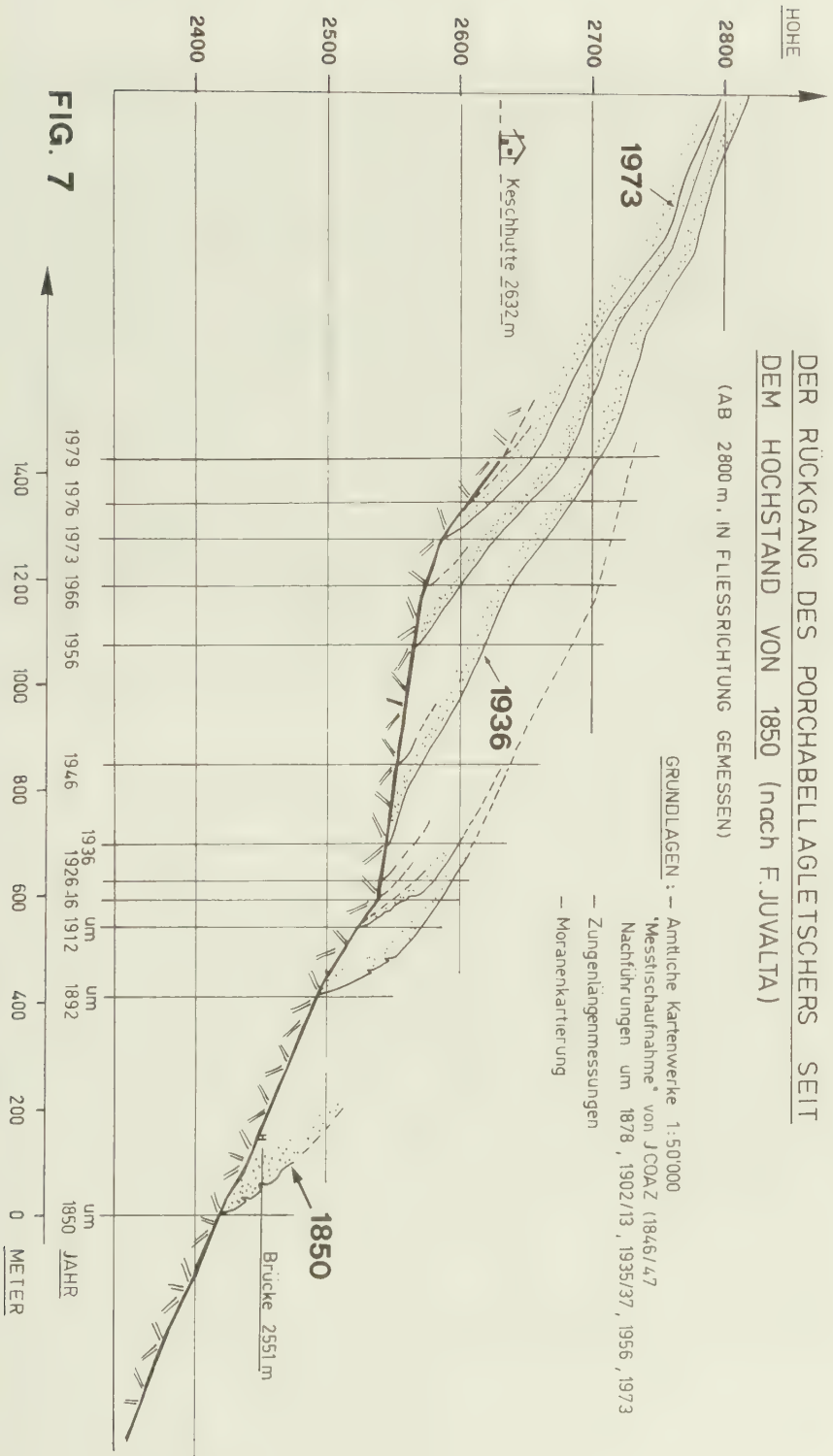


FIG. 7

In Tab. 10 sind die jährlichen Messresultate aufgeführt. Wurde in einem oder mehreren Jahren keine Messung vorgenommen, so ist dies durch ein "n" gekennzeichnet. Dividiert man den nächstfolgenden gemessenen Betrag durch die Anzahl der seit der letzten Beobachtung vergangenen Jahre, so erhält man die mittleren jährlichen Aenderungsbeträge, deren Schwankungen in Fig. 5b dargestellt sind. Die aufsummierten Aenderungsbeträge ergeben dabei ein Bild des Bewegungsablaufes der Gletscherzunge seit Beginn der Messungen (Fig. 5a).

In seinem Bewegungsverhalten ist der Vadret da Porchabella ein sogenannter "Vorstossgletscher". Diese Gruppe, zu der auch Palü- (vgl. F. BEELER, 1977) und Tschiervagletscher (vgl. B. SCHOLLENBERGER, 1976) gehören, zeigt in ihrem Bewegungsverhalten neben dem allgemeinen Abschmelztrend immer wieder kleine Vorstossperioden, die der Ausdruck von kleineren Klimaschwankungen sind. Aber nicht alle Gletscher haben gleichermassen auf klimatische Veränderungen reagiert. Morteratsch- (vgl. F. BEELER, 1977) und Forno- (vgl. B. GAMPER-SCHOLLENBERGER, in Vorb.) sind seit Beginn der Messreihen ununterbrochen im Rückgang begriffen und wiesen keine Vorstösse mehr auf. Das unterschiedliche Verhalten selbst nahe beieinander gelegener Gletscher ist einerseits auf die Grösse und andererseits auf die individuelle Verzögerungszeit des Gletschers zurückzuführen (M. GAMPER und J. SUTER, 1978). So reagieren kleine und steile Gletscher viel schneller auf Klimaschwankungen als grosse, flache und somit träge Eismassen. Ist eine Klimaschwankung nur kurze Zeit wirksam, so kann sie sich in den nur langsam reagierenden grossen Gletschern nicht abbilden (vgl. W. JOST, 1949).

Der Porchabellagletscher zählt mit null Jahren Verzögerungszeit zu den rasch reagierenden Gletschern (M. GAMPER und J. SUTER, 1978, S. 186). Bei ihm ist sogar in den Jahren 1955/56 ein Vorstoss gemessen worden, der im Vergleich zu anderen Messreihen nur sehr selten festzustellen war. War der sogenannte 1920er-Vorstoss im Maximum noch bei 68% der eingemessenen Schweizer-Gletscher (M. AELLEN, 1979) und bei 75% der oesterreichischen Gletscher (G. PATZELT, 1970) gleichzeitig festzustellen, so stiessen dagegen im Zeitraum Mitte der 50er-Jahre nur höchstens 25% der schweizerischen (A. RENAUD, 1958, M. AELLEN, 1979) und lediglich 9% der oesterreichischen Gletscher vor (G. PATZELT, 1970). G. PATZELT (1970, S. 158) führt diesen geringen Prozentsatz an vorstossenden Gletschern darauf zurück, dass vor allem die Sommer vor 1955 überaus gletscherfeindlich gewesen seien, so dass nur kleine Gletscher regenerieren und vorstossen konnten. Diese gletscherungünstigen Jahre kommen auch in den jährlichen Bewegungsbeträgen (Fig. 5b) zum Ausdruck, wo der Porchabellagletscher in der Zeit von 1932-54 relativ grosse Abschmelzbeträge aufwies.



Abb. 9 Die Moränen des 1850er-Hochstandes in der Val da Tschüvel
Im Hintergrund ist die Keschhütte erkennbar.

2.2. Spätglaziale Gletscherstände

2.2.1. Val Tuors

Wie bereits erwähnt, setzte sich der spätglaziale Keschgletscher aus zwei Hauptzungen zusammen, die geländebedingt in entgegengesetzte Richtungen abströmten. Die spätglazialen Vorstösse zeichneten sich an beiden Gletscherzungen ab. Nach dem gschnitz-äquivalenten Stadium von Bergün (vgl. Kap. E 3.), bei welchem der durch die Val Tuors abfliessende Keschgletscher gemeinsam mit dem Albulagletscher unterhalb des Bergüner Steines stirnte, erfolgte ganz allgemein die Trennung dieser beiden Gletschersysteme. Stiess der Albulalappen später noch einmal bis ins Becken von Bergün vor, so erreichte der von den Zuflüssen aus der Val Plazbi und Ravais-ch genährte Keschgletscher noch einmal den Tal- ausgang. Auf dem hinteren Abschnitt der Terrasse von Latsch lagerte er seine Moränen ab. Darauf schmolz er bis hinter Chants zurück. In den jüngeren Abschnitten des Spätglazials stiess er wiederum deutlich vor und schuf vor allem auf Alp digl Chant ein einzigartiges Moränensystem.

In den bisherigen Untersuchungen hat erstmals H. EUGSTER (1923, S. 108) die Moränenablagerungen von Chants erwähnt. Er deutete die Situation ganz allgemein so, dass sich die Gletscherzungen

der drei aus der Val Plazbi, Salect und Ravais-ch kommenden Eismassen gerade noch einmal auf 1800-1880 m berührten. Auf der geologischen Karte von Mittelbünden (Blatt F) sind jedoch an dieser Stelle keine Moränen eingezeichnet, die zu H. EUGSTERS Interpretation passen. Wahrscheinlich beziehen sich EUGSTERS Beschreibungen nur auf die Moränen unmittelbar bei Chants.

In seiner Arbeit von 1976 stellt H. KERSCHNER die Moränen bei Chants und auf Alp digl Chant zwar richtigerweise ins Egesen-Stadium, die naheliegende Frage nach einem allfälligen Daun-Stadium lässt er hingegen unbeantwortet. In seiner Kartierung sind ausserdem nur die deutlichsten Wälle berücksichtigt.

Die eigenen Untersuchungen ergaben folgenden Ablauf (vgl. Karte 7): Die äusserste und somit älteste Moränenablagerung im Gebiet des hinteren Tuorstales lässt sich nördlich Chants feststellen (D 6). Es handelt sich dabei um eine sanft abfallende Moränenterrasse, die ein Gletscherende auf rund 1780 m markiert. Ihr Verlauf aus Richtung Val da Ravais-ch lässt erkennen, dass der Porchabellagletscher bei diesem Vorstoss auf seiner rechten Seite noch etwa 2-300 Meter tief in dieses Seitental vorgedrungen sein muss. Das vorliegende Gletscherende entspricht kaum dem von H. EUGSTER (1923, S. 108) beschriebenen Stand auf 1800-1880 m. Sein Gletscherende dürfte eher dem nächstfolgenden, auch von H. KERSCHNER (1976) eingezeichneten Gletscherstand gleichzusetzen sein, dessen Zungenbecken von zwei sehr deutlichen Moränenwällen gebildet wird (Wälle E 7 und E 8). E 7 ist eine ausserordentlich formfrische, über 1 km lange Ufermoräne, die aufgrund ihres gebogenen Verlaufes von einem aus dem "Salect" stammenden Gletscherlappen gebildet wurde. Gegenüber dem Wall D 6, der nur noch als Terrassenrest erhalten ist, sind die Moränen E 7 und E 8 formfrischer ausgeprägt. Sie scheinen eine wesentlich jüngere, dem Egesen-Stadium entsprechende Vorstossphase zu repräsentieren.

Auf Alp digl Chant, dem orographisch linken Zungenbereich des spätglazialen Porchabellagletschers, lassen sich diese zwei Moränensysteme noch viel besser unterscheiden (vgl. Abb. 10). Rechts auf dem Bild sind mindestens drei übereinanderliegende Moränenwälle zu erkennen (D 1-3), die alle in die Val Plazbi ausscheren. Die links im Bilde verlaufende Moränenserie gehört der jüngeren Vorstossphase an und zeigt eine völlig andere Situation. Während bei der Ablagerung der Wälle D 1-3 der Porchabellagletscher noch in das hier einmündende Plazbital eindrang und es mit seinen Eismassen abriegelte, so wandte er sich bei der späteren Vorstossphase dem allgemeinen Talverlauf konform in Richtung Chants.

Nicht nur im völlig unterschiedlichen Verlauf, sondern auch in bezug auf die Formfrische lässt sich zwischen den Moränen D 1-3 und E 1-6 eine deutliche Zweiteilung erkennen. Die älteren Moränen sind solifluidal überformt und machen einen sehr verwachsenen Eindruck. Die Moränen der jüngeren Vorstossphase sind im Gegensatz dazu ausserordentlich mächtig und formfrisch erhalten (vgl. Abb. 11). Ihr Verlauf lässt sich auch viel weiter talein-

wärts verfolgen, so dass die Rekonstruktion des damaligen Gletschers keine grosse Mühe bereitet. Diese formalen Unterschiede sind bereits so charakteristisch, dass die Zuordnung der Moränen D 1-3 ins Daun- und die der Moränen E 1-6 ins Egesen-Stadium gegeben ist. Eine genauere Rekonstruktion dieser beiden Stadien ergibt, dass der Porchabellagletscher zur Zeit des Egesen-Stadiums durch das Hindernis im Hintergrund (Pt. 2284 m) in zwei Lappen aufgeteilt war, die sich dann gegen das Zungenende hin beinahe wieder berührten. Während des Daun-Stadiums war dieser Rundhöcker noch von Eis bedeckt. Der Gletscher, der sich damals keilförmig in den Ausgang der Val Plazbi geschoben hatte, floss dann an der orographisch linken Seite entlang (Moränen D 4, 5) in Richtung Chants, wo er mit dem Zungenende der Moräne (D 6) in Verbindung gebracht werden kann (vgl. Karte im Anhang).

Die Schneegrenzberechnungen der spätglazialen Stände im Raume Chants und Alp digl Chant waren insofern kompliziert, als zuerst durch einen sorgfältigen Moränenvergleich abgeklärt werden musste, welche Gletscherstände jeweils in den verschiedenen Zungenbereichen des Porchabellagletschers miteinander zu parallelisieren waren. Das Problem bestand vor allem beim Vergleich mit H. KERSCHNERS (1976) Kartierung. Die berechneten Werte folgen im nächsten Kapitel. Als Resultat sei aber vorweggenommen, dass der dem Egesen-Maximalstand zugewiesene Gletscherstand eine SG-Depression von 230 Metern aufweist und somit gut in das regionale Schneegrenzschema passt. Das Daun-Stadium weist eine Depression von 260 Metern auf.

Es gibt noch eine weitere Möglichkeit, auf indirektem Weg Hinweise über die SG-Depression der Daun-Moränen auf Alp digl Chant zu erhalten. Da die Moräne D 2 in ihrem Verlauf ungestört bis auf den Talgrund der Val Plazbi reicht, stellt sie zugleich theoretisch die vorderste mögliche Ausdehnung des damaligen Plazbi-gletschers dar. Berechnet man jetzt für diesen Gletscher einen Stand unmittelbar hinter dieser D 2-Moräne, so liefert der Depressionswert zumindest einen zusätzlichen Anhaltspunkt für die als daun-äquivalent eingestuften Moränen auf Alp digl Chant.

Der hinter Alp digl Chant nächstfolgende Gletscherstand in der Val Plazbi lässt sich beim Stallgebäude (2069 m) lokalisieren. Mit einer SG-Depression von 208 Metern und aufgrund seiner formalen Erscheinung kann er eindeutig dem Egesen-Stadium zugeordnet werden. Die Rekonstruktion dieses theoretischen, knapp bis Alp digl Chant reichenden Gletscherstandes ergab bei einem BZN von 2650 m und einer GWL von 2334 m eine Depression von 316 Metern. Trotz allen Unsicherheiten, die diese Berechnung in sich birgt, darf dieser Wert als vertretbarer Hinweis gewertet werden, dass die nach der Formfrische und des allgemeinen Verlaufes getroffene Zuordnung der Wälle (D 1-3) ins Daun-Stadium zumindest nicht mit Widersprüchen behaftet ist.

Die Datierung einer intramorän gelegenen Torfbasis südlich Pt. 2016 bei den kleinen Seeleim (Moor Plazbi) ergab kein brauchbares Resultat. Mit 1675 ± 60 BP (UZ-251) ist dieses Mindestal-

SPÄTGLAZIALE MORÄNEN DES PORCHABELLAGLETSCHERS

BERGUN
VAL TUORS
CHANTS
D6
1900
1800

E8

VAL TUORS

E7

1900

E5

E4

D5

D4

E1

E2

E3

E6

E

2D1

3D1

ALP DIGL CHANT

AVA DA PLAZBI

VAL PLAZBI

2400

2300

2200

2100

2000

1900

1800

1700

1600

1500

1400

1300

1200

1100

1000

900

800

700

600

500

400

300

200

100

0

100

200

300

400

500

600

700

800

900

1000

1100

1200

1300

1400

1500

1600

1700

1800

1900

2000

2100

2200

2300

2400

2500

2600

2700

2800

2900

3000

3100

3200

3300

3400

3500

3600

3700

3800

3900

4000

4100

4200

4300

4400

4500

4600

4700

4800

4900

5000

5100

5200

5300

5400

5500

5600

5700

5800

5900

6000

6100

6200

6300

6400

6500

6600

6700

6800

6900

7000

7100

7200

7300

7400

7500

7600

7700

7800

7900

8000

8100

8200

8300

8400

8500

8600

8700

8800

8900

9000

9100

9200

9300

9400

9500

9600

9700

9800

9900

10000

10100

10200

10300

10400

10500

10600

10700

10800

10900

11000

11100

11200

11300

11400

11500

11600

11700

11800

11900

12000

12100

12200

12300

12400

12500

12600

12700

12800

12900

13000

13100

13200

13300

13400

13500

13600

13700

13800

13900

14000

14100

14200

14300

14400

14500

14600

14700

14800

14900

15000

15100

15200

15300

15400

15500

15600

15700

15800

15900

16000

16100

16200

16300

16400

16500

16600

16700

16800

16900

17000

17100

17200

17300

17400

17500

17600

17700

17800

17900

18000

18100

18200

18300

18400

18500

18600

18700

18800

18900

19000

19100

19200

19300

19400

19500

19600

19700

19800

19900

20000

20100

20200

20300

20400

20500

20600

20700

20800

20900

21000

21100

21200

21300

21400

21500

21600

21700

21800

21900

22000

22100

22200

22300

22400

22500

22600

22700

22800

22900

23000

23100

23200

23300

23400

23500

23600

23700

23800

23900

24000

24100

24200

24300

24400

24500

24600

24700

24800

24900

25000

25100

25200

25300

25400

25500

25600

25700



Abb. 10 Spätglaziale Moränenwälle auf Alp digl Chant (Val Tuors)

Deutlich lassen sich zwei verschiedene Moränenserien des spätglazialen Porchabellagletschers unterscheiden. Die Wälle D 1-3 (Daun-Stadium) scheren nach rechts in die Val Plazbi, während die Moränen E 1-6 (Egesen-Stadium) dem allgemeinen Talverlauf entsprechend nach links verlaufen. Die Pfeile verdeutlichen die Eisflussrichtung während des Egesen-Stadiums.



Abb. 11

Die Moränenwälle des Egesen-Stadiums sind sehr formfrisch erhalten

ter für das Daun-Stadium viel zu jung.

Vom Moränenbild her zeigt das Daun-Stadium auf Alp digl Chant, bei einer regelmässigen Abnahme der Eismächtigkeit, mindestens drei verschiedene Phasen. Wie sich diese verschiedenen Vorstösse auf die Gletscherzunge ausgewirkt haben, ist bei Chants aber nicht mehr genau festzustellen. Neben einer schwach erkennbaren Eisrandlage kann nur gerade Wall D 6 als einzige Daun-Endlage rekonstruiert werden.

Das Egesen-Stadium begann im Raume Alp digl Chant - wenn man von der Grösse und Mächtigkeit der Moränenwälle überhaupt auf den damaligen Vorstosscharakter schliessen darf (vgl. H. KINZL, 1949, S. 64) - mit drei kleineren, wenig markanten Vorstössen (E 1-3) und kulminierte dann in etwa drei überaus heftigen Phasen, in denen der Porchabellagletscher die heute noch sehr mächtigen und formfrischen Moränenwälle ablagerte (E 4-6).

Die beinahe lehrbuchmässige Anordnung des Daun- und Egesen-Stadiums auf Alp digl Chant hat P. FITZE (1980, 1981 in Vorb.) dazu bewogen, mit chemischen Bodenuntersuchungen das relative Alter dieser spätglazialen Moränen zu bestimmen. Die Analysen verschiedener Podsol-Profile aus beiden Moränenserien ergaben keine chemischen und damit nach der Interpretation von P. FITZE auch keine zeitlichen Altersunterschiede zwischen Daun- und Egesen-Moränen. Da nach den Untersuchungen am Moor Crap Alv (vgl. Kap. E 12.) das Daun-Stadium jetzt wohl endgültig vor das Alleröd-Interstadial zu stellen ist und sich daher auch zeitlich vom Egesen-Stadium unterscheidet, ist der Befund auf Alp digl Chant gletschergeschichtlich nur so zu deuten, dass die auf den Daun-Moränen allfällig bereits initiierte Bodenbildung bei den später einsetzenden Egesen-Vorstössen durch die deutlich erkennbaren solifluidalen Umformungsprozesse zerstört worden ist. Erst nachdem das Egesen-Stadium beendet war, setzte offenbar gleichzeitig auf beiden Moränenserien die Bodenbildung ein. Die chemischen Analysen bescheinigen beiden Serien den gleichen Entwicklungsgrad. Dies mag durchaus eine weitere Bestätigung sein, dass vor allem hochgelegene und sehr nahe am Gletscherende des Egesen-Stadiums befindliche Daun-Moränen während der Jüngeren Dryaszeit einer intensiven periglazialen Beeinflussung ausgesetzt waren. Tiefer liegende und vor allem ausserhalb des unmittelbaren Einflussbereiches der Egesen-Gletscher abgelagerte Daun-Moränen zeigen nämlich oft keine solifluidale Ueberprägung und sind in vielen Fällen ebenfalls noch formfrisch erhalten (H. HEUBERGER, 1966, H. KERSCHNER, 1976).

2.2.2. Val da Tschüvel/Val Funtauna

In der Val da Tschüvel und ihrer nördlichen Verlängerung der Val Funtauna lässt sich analog zum Tuorstal eine Reihe verschiedener spätglazialer Gletscherstände lokalisieren (vgl. P. BEARTH,

Geol. Atlas, Bl. Scaletta, 1930/31, H. KERSCHNER, 1976, R. HANTKE, 1980). Gegenüber der von H. KERSCHNER (1976) getroffenen Gliederung führten meine Untersuchungen jedoch zum Teil zu anderen Auffassungen.

In diesem Talabschnitt lassen sich nach den eigenen Feldarbeiten mindestens vier eindeutig voneinander abgrenzbare Gletscherstände lokalisieren (Karte Nr. 8). Der vorderste liegt auf rund 2200 m bei der Alp Funtauna, die nächstjüngeren Stände folgen auf 2240, 2320 und auf 2460 m. H. KERSCHNER (1976, S. 131) bezeichnet die Moränen bei der Alp Funtauna (2200 m) als typische Egesenmoränen. Seine Argumente sind die Formfrische und die SG-Berechnung mit einer Depression von 203 Metern. Weiter deutet er an (in: G. GROSS et al., 1978, S. 245), dass nördlich der Keschkütte ein Kromer-Stand liegen könnte - eine SG-Berechnung dazu fehlt allerdings.

Die eigenen Untersuchungen ergaben, dass die endnahen Ufermoränen bei der Alp Funtauna zwar gut erkennbar sind, sich aber eher als überformte, hinterfüllte und in einzelne Kuppen zerlegte Ablagerungen präsentieren (vgl. Abb. 12). Schon allein der Form nach sind sie als daun-äquivalente Moränen anzusprechen, und ausserdem setzt bei 2240 m eine weitere Serie ein, die dem Bild frischer Egesenmoränen viel eher entspricht als die verwaschenen Formen auf der Alp Funtauna. Zudem lassen sich auf 2240 m auch gleich mehrere Staffeln erkennen. Um das subjektive Kriterium der "Moränenfrische" zurückzustellen, wurden SG-Berechnungen durchgeführt.

Das BZN wurde wie folgt berechnet:

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL 1850</u>	<u>Faktor</u>
Vadret da Porchabella (inkl. Anteil Fuorcla Viluoeh)	2775 m	5
Gletscher nördlich Piz Porchabella	2825 m	1
		BZN 2783 m

Verglichen mit dem von H. KERSCHNER berechneten BZN von 2788 m ist mein BZN also etwa gleich gross.

Die Abgrenzung und Zuordnung der verschiedenen Gletscherstände in den beiden Abschnitten Tuors bew. Funtauna sind der Karte 8 zu entnehmen.

<u>GLETSCHERSTAND</u>	<u>H (T)</u>	<u>H (F)</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Stand D	ca. 1765 m	2200 m	2530	2790	260	DAUN
Stand E I	ca. 1815 m	2240 m	2553	2783	230	EGESEN I
Stand E II	ca. 2070 m	2320 m	2640	2783	143	EGESEN II
Stand K	ca. 2200 m	2460 m	2699	2783	84	KROMER

Tab. 11 Schneegrenzwerte Porchabellagletscher

H (T) = mittlere Zungenhöhe im Abschnitt Val Tuors,

H (F) = mittlere Zungenhöhe im Abschnitt Val Funtauna/Tschüvel,

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m.

Die Schneegrenzwerte zeigen, dass das Egesen-Stadium sich in drei Phasen gliedern lässt. Mit 84 Metern SG-Depression konnte der erste, deutlich ausserhalb der neuzeitlichen Moränen abgrenzbare Gletscherstand nördlich der Keschhütte dem Kromer-Stand äquivalent gesetzt werden. Entsprechende Moränen waren auch im Abschnitt des Tuorstales nachzuweisen. Damit ist der bereits von H. KERSCHNER vermutete Kromer-Stand belegt. Der nächstältere Gletscherstand E II, der zwischen Egesen-Maximum und Kromer-Stand liegt, ergab eine Depression von 143 Metern. Er dürfte wiederum dem schon an anderen Stellen nachgewiesenen Bocktentällistand entsprechen (vgl. Kap. C 2.3.3.). Mit 230 Metern SG-Depression erachte ich den Stand E I als vordersten Egesen-Vorstoss (= Egesen-Maximalstand). Diese Depression ist bereits grösser als die von H. KERSCHNER für den Alp Funtauna-Stand berechnete (203 m), und die Gletscherstirn lag zudem noch rund 2 km weiter talabwärts.

Nach eigenen Berechnungen weist der Stand Alp Funtauna eine SG-DEP von 260 Metern auf und dürfte damit kaum mehr dem Egesen-Stadium angehören. Die nach der Daun-Regressionsgleichung bei einem BZN von 2783 m zu erwartende SG-Depression (G. GROSS et al., 1978, S. 246) beträgt 276 Meter. Dieser Wert liegt zu dicht bei den 260 m des Alp Funtauna-Standes, als dass dieser dem Egesen-Stadium zuzuschreiben wäre. Die bei gleichem BZN zu erwartende Egesen-Depression beträgt 203 Meter, so dass mein Stand E I sicher die höchstmöglichste Ausdehnung des Porchabellagletschers zu dieser Zeit darstellt. Wie bereits aufgrund der formalen Ausprägung vermutet, handelt es sich beim Stand Funtauna sicher nicht um Egesen-Moränen.

Für diese von KERSCHNER abweichende Auffassung gibt es noch weitere Argumente. Am Talausgang der Val Sartiv in die Val Funtauna liegen bei Pt. 2530 m Ufermoränen eines aus dem Gebiet Ravais-ch stammenden Gletschers. Dabei ist es offensichtlich, dass zur Zeit dieser Ablagerungen zwischen Porchabella- und Ravais-ch-Gletscher ein Eiskontakt bestanden haben muss. Diese Tatsache wurde bei der eigenen SG-Berechnung berücksichtigt. Das Alter dieser Moränen, die eindeutig mit dem Funtauna-Stand zusammenhängen, kann nicht

mehr egesen-äquivalent sein. Das Egesen-Stadium des Ravais-ch-Gletschers rekonstruierte nämlich schon H. KERSCHNER (1976, S.133) unmittelbar oberhalb der Talmündung bei 2470 m als bereits selbstständige Gletscherzunge. Diesen Befund stützen auch meine eigenen Berechnungen. H. KERSCHNER nimmt weiter an, dass zum Zeitpunkt dieses Standes, den er mit dem Funtauna-Stand korreliert, kein Eiskontakt mehr mit dem Porchabellagletscher bestanden hat. Bei dieser Aussage stützt er sich vor allem darauf, dass sich im Bereich zwischen Ravais-ch- und Porchabellagletscher Stauablagerungen gebildet hätten.

Die Existenz dieser Stauablagerungen konnte aber im Felde nicht bestätigt werden. Weil das Egesen-Stadium nicht auf Alp Funtauna, sondern rund 2 km weiter hinten angenommen werden muss, scheint es viel wahrscheinlicher, dass es zur Zeit des Egesen-Stadiums hier keine stauenden Eismassen mehr gegeben hat. Die am Ausgang des Sartiivtales eindeutig ausserhalb des Egesen-Stadiums liegenden Moränen dürften nun ein weiterer Hinweis dafür sein, dass der Stand Funtauna nicht mehr in das Egesen-, sondern vielmehr in das Daun-Stadium gehört.

Ob es sich aber bei den Funtauna-Moränen um das Daun-Maximalstadium handelt, ist nicht eindeutig abzuklären. Aufgrund der etwas unterdurchschnittlichen SG-DEP von 260 Metern wäre allenfalls eine zweite Daunphase durchaus denkbar. Das Daun-Maximum könnte dann in einem Moränenansatz auf 1900 m bei der Alp Pignaint angenommen werden. Bei dieser Situation wären aber auch die Gletscher aus dem Vallorgia-Kar und aus der Region des Scalettapasses mit dem Porchabellagletscher zusammengekommen, so dass die Vergletscherung damals noch komplizierter anzunehmen ist.

Die Datierung einer Torfbasisprobe innerhalb des Gletscherstandes auf Alp Funtauna ergab 2710 ± 60 Jahre BP (UZ-303). Als Mindestalter für diesen spätglazialen Stand des Porchabellagletschers ist das Datum aber viel zu jung.



Abb. 12 Die Moränenablagerungen auf Alp Funtauna

2.2.3. Die Moore Porchabella 1 und 2 (vgl. Karte 8)

Die beiden Torfmoore "Porchabella 1" und "2" liegen auf der orographisch rechten Seite des "Salect" genannten Talabschnittes in der hinteren Val Tuors (vgl. Karte 8). Die Datierung der darin gefundenen Hölzer ergab Hinweise über die Höhe der Waldgrenze während des Postglazials.

Das Moor P 1 befindet sich auf 2425 m, in einer rund 30 Meter gegenüber dem Bachverlauf erhöhten Hangverflachung, nur etwa 100 Meter ausserhalb der Moränen des 1850er-Hochstandes des Vadret da Porchabella. Das Moor P 2 liegt rund 130 Meter tiefer im rekonstruierten Zungenbereich des kromer-äquivalenten Gletschers. Die gegrabenen Torfprofile zeigen untenstehende Abfolge (Fig. 8). In beiden Fällen wurden sowohl das Holz (*Pinus cembra*) als auch die Basis der Tongyttja datiert. Das Alter beider Basisproben scheint dabei als Mindestalter für den Kromer-Stand eindeutig zu jung. Beim höher gelegenen Moor P 1, das nur knapp vor den neuzeitlichen Moränen liegt (vgl. Abb. 13), wäre es allenfalls denkbar, dass der Gletscher während der Rotmoos-Schwankung die Stelle überfahren hat, und dass das Basisdatum von 4370 $\pm$ 75 Jahre vor heute ein Mindestalter für diese Gletscherschwankung ist. Allerdings findet man keine Moränen, die diese Annahme stützen würden. Weshalb dieses Moor aber erst vor rund 4400 Jahren zu wachsen begann, wo doch das Gelände möglicherweise schon 5000 Jahre länger eisfrei war, ist bisher auch noch nicht zu erklären.

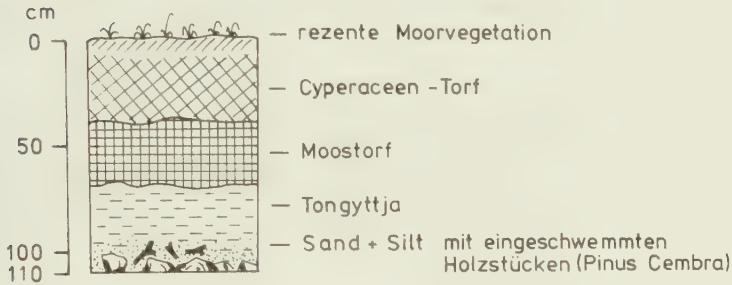
Die Fundorte der datierten Holzstücke sind als Mindesthöhen für die Waldgrenze zur Zeit der Radiokarbondaten zu interpretieren. Das höher gelegene Holz (P 1) fällt in den Zeitraum des beginnenden Subboreals, das gletschergeschichtlich zwischen der Rotmoos 2- und der Löbbs-Schwankung liegt (vgl. G. PATZELT, 1977). Das Holz des unteren Moores (P 2) stammt aus dem ausgehenden Subboreal zwischen dem Löbbs-Hochstand und den Vorstössen des Aelteren Subatlantikums. Die Rotmoos-Schwankungen der Ostalpen können dabei mit den Piora-Kaltphasen der Westalpen, die Hochstände im Aelteren Subatlantikum mit der Göschenen-Kaltphase und dem Hochstand des Steingletschers verglichen werden (vgl. G. PATZELT, 1977).

Die beiden datierten Hölzer wurden deutlich oberhalb der aktuellen Waldgrenze gefunden, die im Salect auf rund 2150 m liegt. Da die "aktuelle" oder "heutige" Waldgrenzhöhe meist nicht mehr unmittelbar die klimatischen Verhältnisse widerspiegelt, sondern das Resultat des menschlichen Eingreifens darstellt, wird als Bezugswert für Waldgrenzschwankungen stets die "potentielle Waldgrenze" angewendet. Diese wird in der Regel durch die Obergrenze des geschlossenen Alpenrosengürtels definiert (vgl. E. LANDOLT, 1969).

Im Bereich der beiden Moore lassen sich die höchstgelegenen Alpenrosen, die sich noch zu kleineren Beständen gruppieren, auf rund 2300 m finden. Die Zwergarven mit Höhen von knapp 25 cm

MOOR PORCHABELLA 1

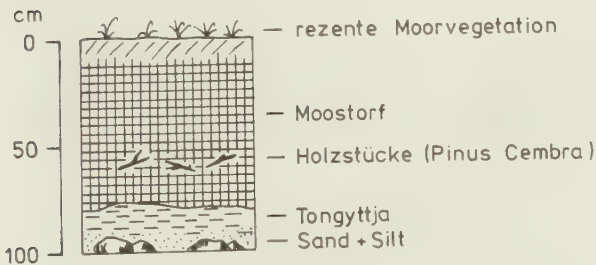
Koordinaten : 785 450 / 168 550
Meereshöhe : 2425 m



¹⁴C-Datierung : Gyttja 4370 ± 75 Y BP (UZ - 370)
 Holz 4355 ± 80 Y BP (UZ - 313)

MOOR PORCHABELLA 2

Koordinaten : 784 910 / 168 610
Meereshöhe : 2295 m



¹⁴C-Datierung : Gyttja 4695 ± 80 Y BP (UZ - 371)
 Holz 2920 ± 75 Y BP (UZ 318)

Fig. 8 Die Torfprofile Porchabella 1 und 2 im hinteren Tuors-
tal (Salect)

reichen dabei noch bis ungefähr 2320 m. Aufgrund der Holzfunde in den beiden Mooren lässt sich sagen, dass die Waldgrenze vor rund 4400 Jahren gut 100 Meter höher lag als die heutige potentielle Waldgrenze und dass sie sich vor rund 2900 Jahren auf etwa gleicher Höhe befand. Dieser Befund deckt sich mit den Angaben von G. PATZELT (1977, S. 249), der nach der Rotmoos-Schwankung einen ähnlichen Waldgrenzanstieg belegt. Am Ende des Subboreals veranschlagt er ihn aber wesentlich geringer, ja sogar als fraglich. Der Holzfund im Moor Porchabella 2 zeigt nun aber, dass hier vor 2900 Jahren die Waldgrenze mindestens auf heutige Höhenlage gestiegen sein muss.

Die Parallelisierung des Holzfundes aus dem Moor P 2 mit den Gletscherschwankungen ist nicht so eindeutig. L. KING (1974) belegt nämlich in der Zeit zwischen 3040 ± 100 vor heute und 2820 ± 130 vor heute einen Hochstand des Steingletschers über die 1850er-Größenordnung hinaus, der damit eine deutliche Klimaver schlechterung beweist. Nach F. ROETHLISBERGER (1980, S. 31) können aufgrund der Auswertung verschiedener Jahrring-Dichtekurven von Hölzern im fraglichen Zeitabschnitt aber folgende Phasen genauer unterschieden werden:

3170 - 2970 BP : warm, mit leicht fallender Tendenz

2970 - 2700 BP : kalt, mit Tiefstpunkt um 2830

Damit ist das Holzdatum aus dem Moor P 2 unter Einbezug der einfachen Standardabweichung wohl am ehesten in den Zeitraum zwischen 3170 - 2970 vor heute zu stellen und belegt somit eine relative Warmphase v o r dem Vorstoss des Steingletschers, den F. ROETHLISBERGER aufgrund seiner Hinweise in den Zeitraum zwischen 2970 - 2700 vor heute stellt.



Abb. 13 Das Moor Porchabella 1 (2425 m) und die 1850er-Moränen des Vadret da Porchabella

3. REGION RAVAIS-CH (vgl. Karte 8)

Das Gebiet der zwei Ravaiss-ch-Seen bildet einen kleinen Passübergang zwischen der in Richtung Chants verlaufenden Val da Ravaiss-ch und der Val Sartiv, die ins Funtaunatal mündet. Im Spätglazial bestand im Passgebiet der Sella Ravaiss-ch eine Eisscheide, von der die Gletschermassen hammerförmig in zwei Richtungen abströmten. Diese Auffassung geht schon aus den Kartierungen von P. BEARTH und H. EUGSTER (Geol. Atlas Blatt 423, Scaletta) hervor.

Auf beiden Seiten der Passtalung lassen sich einander entsprechende Moränen und Gletscherstände feststellen. Die Ernährung des spätglazialen Gletschers erfolgte einerseits aus dem Kar nördlich des Piz Murtelet (3018 m), wo auch heute noch ein kleiner Firnfleck existiert, und andererseits aus dem Abschnitt südwestlich des Passhöreli (2965 m). Der dort noch um 1850 liegende kleine Gletscher ist heute ganz verschwunden. In beiden Karabschnitten kann der 1850er-Stand gut rekonstruiert werden. Das BZN wurde wie folgt berechnet:

<u>Gletscherstand 1850</u>	<u>GWL</u>	<u>Faktor</u>
Kar Piz Murtelet	2802 m	2
Kar Passhöreli	2832 m	1
BZN	2816 m	

Der deutlichste spätglaziale Gletscherstand reichte im Westen ans Ende des grösseren Sees und in der Val Sartiv auf etwa 2470 m hinunter. H. KERSCHNER (1976) errechnete eine SG-Depression von 200 Metern und wies ihn dem Egesen-Stadium zu. Meine SG-Berechnungen (vgl. Tab. 12) ergaben ähnliche Werte und bestätigen diese Zuordnung. Innerhalb dieses Egesen-Maximalstandes liegt aber noch ein weiterer Gletscherstand. Mit einer SG-Depression von 126 Metern entspricht er einmal mehr dem sogenannten E II-Vorstoss und ist kaum mit dem Kromer-Stand gleichzusetzen. Dessen Existenz ist hier zwar nicht nachweisbar, da das in Frage kommende Gebiet von neuzeitlichem Moränenmaterial überschüttet ist.

Während des Egesen-Hauptstadiums reichte aus dem Abschnitt zwischen Hoch- und Chleinducan noch ein kleiner, als Hangverfirnung anzusprechender Gletscher bis nahe an die Zunge des Hauptgletschers heran.

Unterhalb des E I-Standes lassen sich im Abschnitt der Val da Ravaiss-ch noch zwei weitere Moränengruppen bei Pt. 2202 und 2019 unterscheiden. Die Moränen dieser Serien sind dabei sichtlich überformt und machen einen sehr verwischten Eindruck. Da eine sichere Zuordnung zu einem äquivalenten Gletscherstand auf der anderen Passeite nicht möglich war - der Gletscher hing dort bereits mit dem Porchabellagletscher zusammen - , wurde

für die SG-Berechnung dieser Stände der Ravais-ch-Gletscher auf der Eisscheide zeichnerisch abgetrennt und gesondert berechnet. Aufgrund der SG-Depression und des formalen Aspektes gehören diese beiden Gletscherstände zum Daun-Stadium. Der innere Stand entspricht dabei einer hier eindeutig abgrenzbaren zweiten Phase. Auf eine solche hat auch schon H. KERSCHNER (1976, S. 133) hingewiesen. Leider geht aus seinen Ausführungen nicht genau hervor, welche Moränen er gemeint hat.

<u>STAND</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Stand Pt. 2019	2530	2816	286	DAUN I
" " 2202	2565	2816	251	DAUN II
Stand E I	2628	2816	188	EGESEN I
" E II	2690	2816	126	EGESEN II

Tab. 12 Schneegrenzwerte Ravais-ch-Gletscher

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau,
DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

4. VAL PLAZBI (vgl. Karte im Anhang)

Die Val Plazbi ist ein generell S-N verlaufendes Tal und mündet bei Alp digl Chant ins Tuorstal. Im Talhintergrund besteht heute noch ein kleiner Gletscher, dessen neuzeitliche Moränen ausserordentlich mächtig und wohl aus dem Material mehrerer Vorstösse zusammengesetzt sind. Als parallele Wälle begleiten sie den Gletscher bis auf 2380 m. Innerhalb dieser letztmals um 1850 benutzten Ufermoränen zeichnet sich auch noch der 1920er-Vorstoss ab, dessen Wall etwas weiter oben vom Moränenhauptkamm aussichert. Der 1850er-Hochstand lässt sich auch in mehreren Seitenkaren feststellen, wo er zum Teil sehr eng mit Blockgletscherbildungen zusammenhängt. Die mächtigsten Blockgletscher liegen einerseits neben den neuzeitlichen Ufermoränen des Plazbi-Gletschers und anderseits im Murtel d'As-cha. Es scheint, dass hier die auffallend grosse Schuttproduktion in den anstehenden Allgäuschiefen (Lias) die Blockgletscherbildung in hohem Masse begünstigt (vgl. H. JAECKLI, 1957, S. 45).

Im Haupttal lassen sich mindestens drei verschiedene spätglaziale Gletscherstände nachweisen. Die vorderste Endlage kann bei der Alp Plazbi (Pt. 2069 m) lokalisiert werden, wo auf der rechten Talseite ein sehr deutlicher halbkreisförmiger Endmoränenbogen in Erscheinung tritt. Mit 208 m SG-Depression kann dieser Stand eindeutig dem Egesen-Maximalstadium zugeordnet werden. Auch in diesem Talabschnitt weist somit das Egesen-Stadium die typische Dreigliedrigkeit auf.

Die zahlreichen spätglazialen Moränen in den einzelnen Karabschnitten gehören aufgrund ihrer gut erhaltenen Wallformen dem Egesen-Stadium an und zeigen, dass zu dieser Zeit bereits schon mehrere selbständige Gletscherchen bestanden haben. Im Murtel Grond digl Kesch konnte sich parallel zum Egesen-Gletscher und durch diesen am Rande gestaut, ein Blockgletscher entwickeln.

Die Verhältnisse im Daun-Stadium sind nicht eindeutig rekonstruierbar; aufgrund der morphologischen Situation bei Alp digl Chant (vgl. Kap. D 2.2.) lag das Daun-Gletscherende höchstens knapp vor der Talmündung und kam dort nicht mehr mit dem Porchabella-gletscher zusammen.

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Stand 1	1960	2443	2651	208	EGESEN I
Stand 2	2100	2488	2623	135	EGESEN II
Stand 3	2180	2536	2623	87	Kromer-Stand

Tab. 13 Schneegrenzwerte in der Val Plazbi

H = Zungenhöhe, GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

5. VALLORGIA

Der Vallorgia genannte Karabschnitt mündet bei der Alp Funtauna mit einer Steilstufe ins Haupttal. Die neuzeitlichen Moränen des Vadret Vallorgia sind ausserordentlich mächtig und scharfgratig ausgebildet und begrenzen als parallel verlaufende Ufermoränen das Gletschervorfeld. Ihre Bildung geht auf mehrere Hochstandsphasen zurück, denn die unterhalb des Moränenkammes an der Gesteinseinregelung erkennbaren Schüttungshorizonte deuten an, dass hier der Gletscher während seiner postglazialen Vorstösse stets etwa die gleiche Zungenform annahm und seine Ufermoränen mehrmals überschüttete. Die so entstandenen Moränenkämme dienten dabei immer wieder als Leitbahnen für den Gletscher. Ausserhalb der 1850er-Umrahmung, die klar abgegrenzt werden kann, besteht am rechten Zungenende noch ein älterer Moränenwall, der aufgrund seines Flechtenbewuchses eindeutig v o r dem 1850er-Hochstand abgelagert worden sein muss. Mit einem durchschnittlichen, an mehreren grössten Flechten (*Rhizocarpon geographicum*) gemessenen Durchmesser von 3,9 cm könnte dieses Wallstück im Vergleich zu den im Mittel 2,9 cm betragenden Flechten des 1850er-Standes unter der Annahme eines linearen Flechtenwachstums im Zeitraum um 1800 abgelagert worden sein (vgl. R. BESCHEL, 1950, 1957, G. PATZELT, 1973b, F. BEELER, 1977). Da aber für die Rekonstruktion der Wachstumsgeraden nur der 1850er-Stand als Anhaltspunkt zur Verfügung stand, ist diese altersmässige Einstu-

fung lediglich als schwacher Hinweis zu interpretieren. Diese Einschränkung muss nicht zuletzt deshalb gemacht werden, weil die Lichenometrie eine nach wie vor unsichere Methode für die Datierung morphologischer Formen darstellt (vgl. M. JOCHIMSEN, 1966). Aufgrund des auch sonst sehr geringen Bewachungsgrades, der sich kaum vom denjenigen der 1850er-Moränen unterscheidet, kann jedoch gesagt werden, dass dieser Moränenwall höchstwahrscheinlich aus der Neuzeit stammt und möglicherweise mit dem sogenannten 1780er- oder 1820er-Vorstoss in Zusammenhang zu bringen ist (vgl. F. BEELER, 1977).

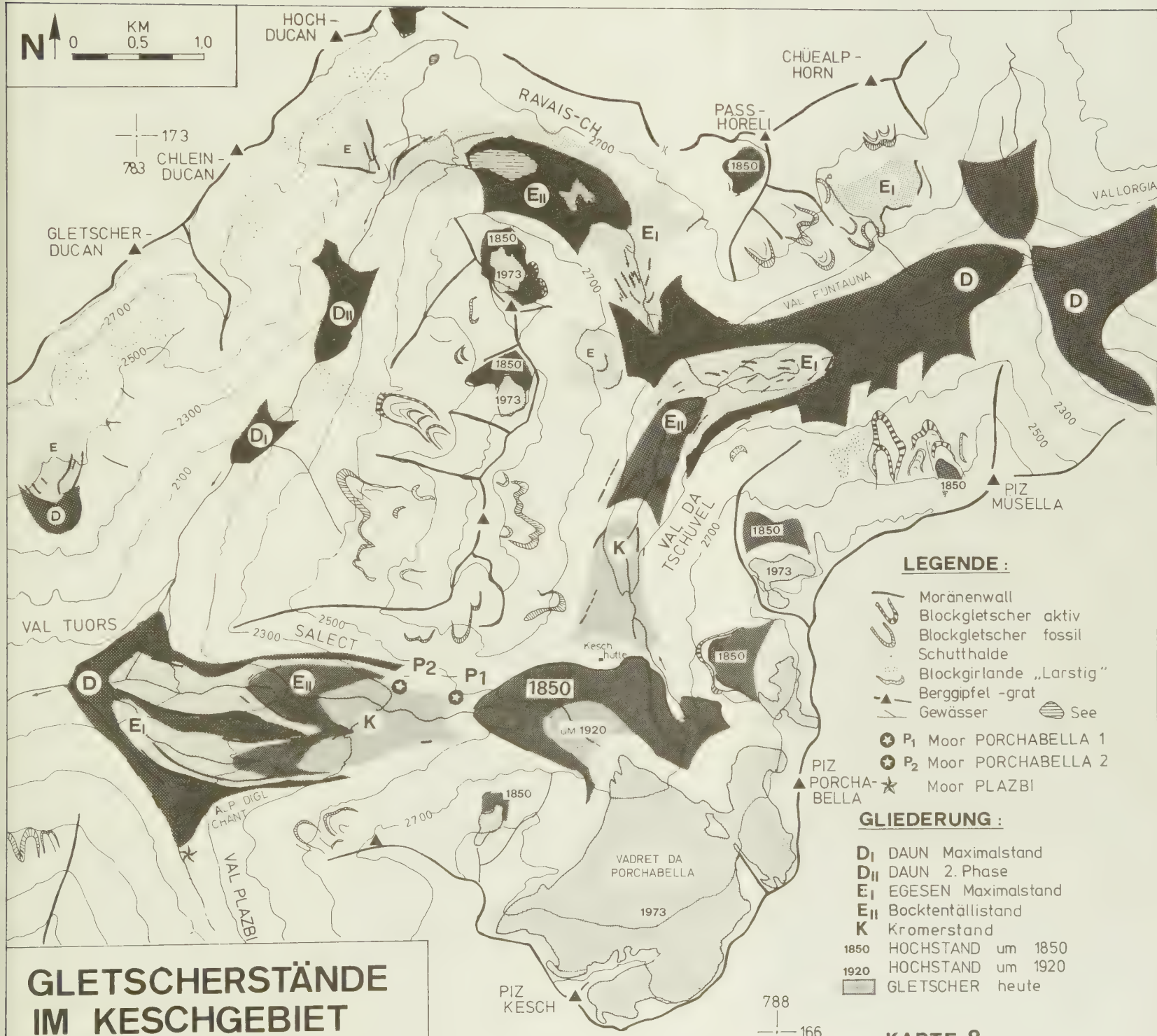
Um 1850 existierte auch im Kar unterhalb Piz Ota (3019 m) ein kleiner Gletscher, dessen steile und schuttreiche Moränenfront ebenfalls sehr gut erhalten ist. Die 1850er-GWL des Vadret Vallorgia lag auf 2822 m, diejenige des Punt Ota-Gletschers auf 2813 m.

Der jüngste spätglaziale Gletscherstand, der sich noch oberhalb der Steilstufe abzeichnet, kann mit einer SG-Depression von 66 Metern dem Kromer-Stand zugewiesen werden.

Der nächstältere Gletscherstand reichte noch knapp bis an die Alp Funtauna heran, wo die Eismassen aus der Val Funtauna und dem Vallorgiakar gerade noch in Berührung standen. Der Vallorgia-Gletscher wandte sich sogar noch etwas weiter talabwärts, wo er auf 1980 m endete. Die Schneegrenzdepression dieses Standes ergab 247 Meter. Die Einordnung in das bisherige Schema kann aber nicht ohne Schwierigkeiten vorgenommen werden. Berechnet man nämlich aufgrund der von H. KERSCHNER (1976, 1978 a) aufgestellten Regressionsgleichungen die bei einem BZN von 2820 m zu erwartenden GWL bzw. DEP-Werte, so ergeben sich für das Daun- bzw. Egesen-Stadium folgende Beträge:

	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>
Egesen	2619	2820	201
Daun	2557	2820	263

Mit 247 Metern SG-Depression liegt nur der zur Diskussion stehende Stand des Vallorgiagletschers etwa in der Mitte der für eine eindeutige Zuordnung zu erwartenden Werte. Damit scheint es, dass dieser Stand möglicherweise einer zweiten Phase des Daun-Stadiums entspricht, ein Befund, der sich ja auch für den nach der morphologischen Situation als gleichzeitig eingestuftes Funtauna-Stand des Porchabellagletschers abzeichnete (vgl. Kap. D 2.2.2.). Leider kann aber das Egesen-Stadium des Vallorgiagletschers nicht eindeutig festgelegt werden. Es muss aber irgendwo im Bereich der Steilstufe gelegen haben, wo aber geländebedingt nur noch einige wenige undeutliche Moränenreste als schwache Anhaltspunkte dienen.



LEGENDE :

- Moränenwall
- Blockgletscher aktiv
- Blockgletscher fossil
- Schutthalde
- Blockgirlande „Larstig“
- Berggipfel -grat
- Gewässer
- See

- P₁ Moor PORCHABELLA 1
- P₂ Moor PORCHABELLA 2
- Moor PLAZBI

GLIEDERUNG :

- D_I** DAUN Maximalstand
- D_{II}** DAUN 2. Phase
- E_I** EGESEN Maximalstand
- E_{II}** Bocktentalistand
- K** Kromerstand
- 1850** HOCHSTAND um 1850
- 1920** HOCHSTAND um 1920
- GLETSCHER heute

GLETSCHERSTÄNDE IM KESCHGEBIET

KARTE 8

6. VAL VILUOCH (vgl. Karte 9)

Die Val Viluoch, ein generell SW-NE verlaufendes Seitental der Keschgruppe, mündet bei Alp Pignaint mit einem Steilabfall in die Val Susauna. Im Talschluss existiert heute noch ein aus zwei Firnfeldern bestehender Gletscher. Beim Hochstand von 1850 reichte er bis auf rund 2600 m hinunter und bildete damals eine noch zusammenhängende Eisfläche (vgl. Abb. 7). Die Moränenablagerungen der neuzeitlichen und wohl auch mehrerer übriger postglazialer Vorstösse sind vor allem an der Stirnseite zu einer mächtigen Front aufgehäuft worden. Die mehr als 40 Meter hohe Moränenbastion ist so steil, dass durch die Steinsturztätigkeit am Hangfuss der Rasen langsam zugedeckt und fossilisiert wird. Das BZN berechnet sich zu 2834 m.

Die Verhältnisse des äussersten hier feststellbaren spätglazialen Gletscherstandes sind etwas schwierig zu rekonstruieren, da der Viluoch-Gletscher damals bis ins Haupttal reichte und sehr wahrscheinlich mit den Eismassen aus der Val Müsella, möglicherweise sogar noch mit dem Keschgletscher selbst, zusammenhing. Das entsprechende Endmoränenstück kann bei Cruschetta (Pt. 1830 m) lokalisiert werden. Für die SG-Berechnung wurde der aus der Val Viluoch stammende Gletscherteil so vertretbar wie möglich abgetrennt und gesondert berechnet. Bei einer GWL von 2505 m und einem BZN 2834 m ergab sich eine SG-DEP von 329 Metern. Trotz einigen Unsicherheiten beim Abgrenzen erscheint die Zuordnung ins Daun-Stadium gerechtfertigt.

Die folgenden Stände befinden sich bereits innerhalb der Mündungsstufe und zeichnen sich sehr deutlich ab (vgl. Abb. 14). Bis zu den Moränen der Neuzeit können mindestens drei klar getrennte Gletscherstände festgestellt werden. Die vordersten Ufer- und Endmoränen entsprechen mit einer SG-Depression von 174 Metern dem Egesen-Maximalstand (E I). Auf 2160 m zeichnet sich der nächstjüngere Stand mit zwei klar ausgebildeten und vor allem blockreichen Moränenwällen ab; die SG-Depression beträgt 111 Meter. Er kann dem Bocktentällstand (E II) zugeordnet werden, weil sich weiter taleinwärts mit 81 Metern SG-Depression der Kromer-Stand nachweisen lässt.

Bemerkenswert ist die Situation am Ausgang des Seitenkares nördlich des Piz Griatschouls (vgl. Abb. 14). Zur Zeit des Egesen-Stadiums kam es hier zu einer ausgeprägten Blockgletscherbildung. Die bereits vollständig überwachsene, fossile Blockgletscherfront reicht bis in die Flanke des Haupttales hinunter, wo sie die ehemaligen Moränen des Egesen-Maximalstandes des Vadret Viluoch durchbricht und den Verlauf der E II-Moränen gerade noch tangiert.

Dieser Blockgletscher ist wohl zur Zeit des Egesen-Stadiums an der schuttreichen Front des kleinen Kargletschers angelegt worden. Seine Bewegungsphasen jedoch dauerten noch nach dem

Egesen-Maximalstand (E I) an - ja möglicherweise war die Aktivität erst zur Zeit der Vorstösse E II und Kromer voll entwickelt. Damit kann gezeigt werden, dass sich die Blockgletscherbildung erst entfalten konnte, als das zur Zeit des Egesen-Maximums noch gletscherbedeckte Gebiet zu einem grossen Teil eisfrei war. Eine vergleichbare morphologische Situation konnte auch in der Val Mulix angetroffen werden (Kap. E 8.).

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>F</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
<u>1850:</u>						
Vadret Viluoch		2753	5	2834		
Kar s-exponiert		2970	3			
Cruschetta	1830	2505		2834	329	DAUN
Stand 1	2020	2660		2834	174	EGESEN I
Stand 2	2160	2723		2834	111	EGESEN II
Stand 3	2230	2753		2834	81	Kromer-Stand

Tab. 14 Schneegrenzwerte in der Val Viluoch

H = Zungenhöhe, GWL = Gleichgewichtslinie, F = Faktor, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

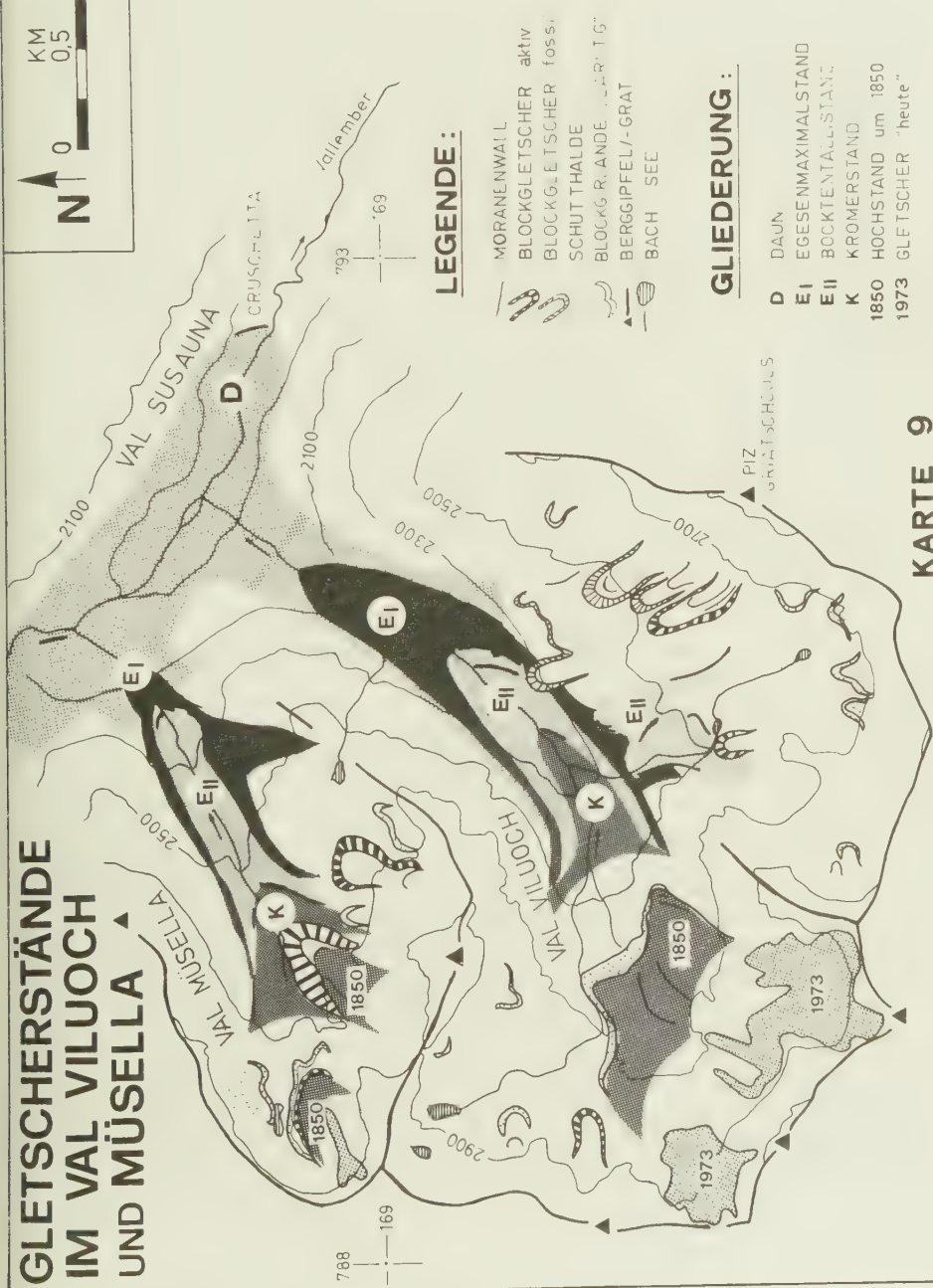
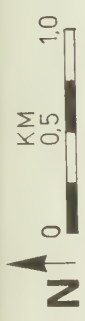
PIZ GRIATSCHOULS



Abb. 14 Situation in der Val Viluoch

Ein fossiler Blockgletscher hat die Moränen des Egesen-Maximalstandes (E I) durchbrochen.

GLETSCHERSTÄNDE IM VAL VILUOCH UND MÜSELLA ▲



LEGENDE:

- MORANENWALL
- BLOCKGLETSCHER aktiv
- BLOCKGLETSCHER fossil
- SCHUTTHALDE
- BLOCKGRANDE (Barrage)
- BERGGIPFEL/-GRAT
- BACH
- SEE

GLIEDERUNG:

- D DAUN
- EI EISENMAXIMALSTAND
- EII BOCKTENTALSTAND
- K KROMERSTAND
- 1850 HOCHSTAND um 1850
- 1973 GLETSCHER "heute"

KARTE 9

7. VAL MUESELLA (vgl. Karte 9)

Das Tal verläuft parallel zur Val Viluoch und mündet etwas weiter oben in die Val Susauna. Die neuzeitliche Vergletscherung war in zwei Karabschnitten entwickelt und zeigt in beiden Fällen eine enge Verknüpfung mit sehr mächtigen Blockgletschern, die aufgrund des fehlenden Bewuchses und der ausgeprägten Fließswülfte noch aktiv sind. Der grössere, weiter östlich gelegene Gletscher stiess unmittelbar auf den Rücken des Blockgletschers vor und formte auf ihm ein deutlich umrissenes Zungenbecken. Heute ist dieser Gletscher ganz abgeschmolzen.

Im Spätglazial bildete der Muesella-Gletscher drei verschiedene selbständige Gletscherstände aus. Der vorderste, dessen Zungenendlage wegen der steilen Mündungsstufe nicht mehr genau festzulegen ist, kann dabei mit 170 Metern SG-Depression dem Egesen-Maximalstand zugeordnet werden. Der etwas niedrige DEP-Wert rührt eher von Abgrenzungsschwierigkeiten her als von einer zurückgestaffelten Endlage des Egesen-Maximalstandes. Ältere Moränen sind in diesem Bereich keine mehr vorhanden; dies zeigt, dass zur Zeit des Daun-Stadiums der Muesella-Gletscher sehr wahrscheinlich mit dem Viluoch- und auch mit dem Kesch-Gletscher zusammenhing. Das gemeinsame Zungenende lag bei Cruschetta.

Die hinter dem Egesen-Hauptstand folgenden jüngeren Stände können aufgrund ihrer SG-Depression dem Bocktentällistand (E II) und dem Kromer-Stand (K) äquivalent gesetzt werden.

<u>STAND</u>		<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
1850: Gl. 1		2640	2730			
Gl. 2		2760	2811	2771		
Stand	1	2000	2601	2771	170	EGESEN I
Stand	2	2160	2652	2771	119	EGESEN II
Stand	3	2500	2711	2771	60	Kromer-Stand

Tab. 15 Schneegrenzwerte in der Val Muesella

H = Zungenöhe, GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

8. VAL D'ES-CHA (vgl. Karte 10)

8.1. Uebersicht

Die Val d'Es-cha ist ein NW-SE verlaufendes, zum Inn führendes Seitental der Keschgruppe und mündet oberhalb Madulain mit einer Steilstufe ins Oberengadin. Das Gebiet gliedert sich taleinwärts hinter der Alp Es-cha Dadains (Pt. 2172 m) in drei Quellläste: Val Pischa, Val d'Es-cha und Val Müra. Der Reichtum vor allem an spätglazialen Moränen hat dazu geführt, dass dieses Gebiet in geologischen Arbeiten schon mehrmals besonders erwähnt und beschrieben wurde (H. EGGENBERGER, 1924, H. HEIERLI, 1955). Eine Gliederung der Gletscherstände hat allerdings noch niemand vorgenommen.

8.2. Das Postglazial

In jedem der oben bezeichneten Quellläste bestehen heute noch kleine und zum Teil bereits in einzelne Firnfelder aufgelöste Gletscher. Die Vergletscherung des 1850er-Hochstandes lässt sich anhand des Messtischblattes, das auch in diesem Abschnitt von J. COAZ gezeichnet wurde, in guter Uebereinstimmung mit dem morphologischen Befund festlegen (vgl. Abb. 7).

Im Kar der Val Pischa bildeten zwei unabhängige Gletscherteile (1 A und 1 B) den Hochstand von 1850. Der eigentliche Vadret Pischa (1 A) reichte bis über den Rand einer Felsstufe (Pt. 2861 m), wo er im Frontbereich eine Moränensturzhalde aufbaute. Der Gletscher 1 B hatte sein Nährgebiet in der NE-Flanke des Piz Blaisun und endete auf rund 2670 m; heute ist er vollständig verschwunden. In der Val Müra reichte ein kleiner Gletscher um 1850 bis auf rund 2780 m.

Die morphologisch interessanteste Situation zeigt der Vadret d'Es-cha (vgl. Fig. 9). Um 1850 dehnte er sich bis auf 2800 m aus und reichte bis an den Rand einer gut 200 Meter mächtigen, aus Moränenmaterial bestehenden Schuttbastion. Dieser Schuttkörper, der schon in der Messtischaufnahme von J. COAZ unterhalb der Eisfront deutlich zu erkennen ist (vgl. Abb. 7), stellt hier nachweisbar das Resultat mehrerer frontnaher Schüttungen des Es-cha-Gletschers dar, der während der verschiedenen Hochstandsphasen des Postglazials und der Neuzeit immer wieder Moränenmaterial ablagerte und so sein Gletscherbett erhöhte. Von der Stirnseite her betrachtet weist diese Moränenfront eine deutliche, an der Blockeinregelung erkennbare horizontale Schichtung auf. Es scheint, dass hier der Gletscher an seiner Stirn immer wieder neues Moränenmaterial überschoben hat, wobei jeweils das darunterliegende, von einem früheren Vorstoss stammende Moränenpaket zugedeckt worden ist.

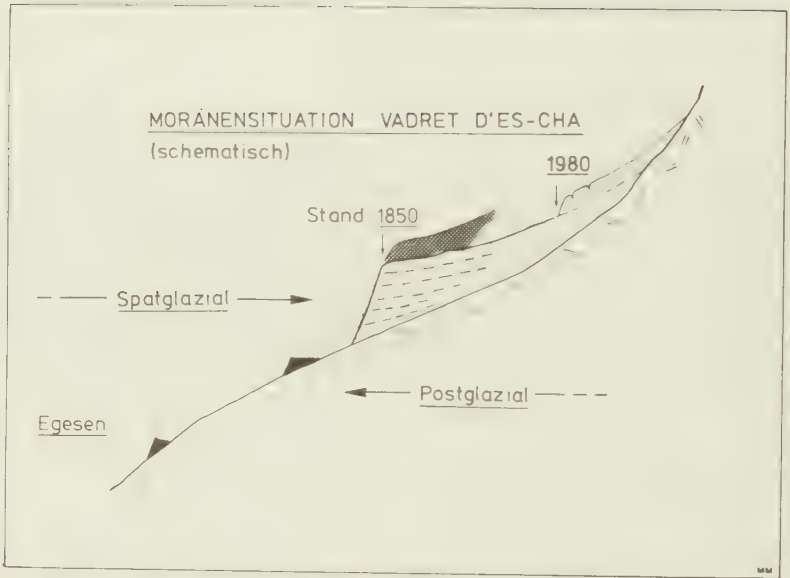


Fig. 9 Der postglaziale Moränenkomplex des Vadret d'Es-cha

Wie die Vorgänge abgelaufen sind, die diesen Moränenkomplex aufgebaut haben, lässt sich, vereinfacht, etwa so erklären: Nach den letzten spätglazialen Vorstössen schmolz der Es-cha-Gletscher zurück; beim ersten postglazialen Hochstand lagerte er eine erste Moräne ab, die auch während der folgenden Gletschervorstösse immer wieder als Gletscherbett diente und so Form und Ausdehnung der Eismassen bestimmte. Der Gletscher erhöhte dann dauernd sein Vorfeld, indem er ständig neues Moränenmaterial aufschüttete und so die Ablagerungen früherer Vorstösse unter sich begrub. Die Aufschüttung ist heute so hoch, dass die Stirnseite dieser Schuttbastion sogar den rekonstruierbaren Verlauf der letzten spätglazialen Gletscherstände, bzw. deren Eisoberflächen überragt. Die Sturztätigkeit an der steilen Vorderseite ist schon soweit fortgeschritten, dass am Haldenfuss bereits eine gut bewachsene und noch dem Spätglazial zugehörige Moräne überschüttet wird.

Diese Anordnung böte nun die Möglichkeit, die verschiedenen, offenbar immer etwa die gleiche Grössenordnung erreichenden Gletschervorstösse zu gliedern, ja zu datieren. Aber trotz längerem Suchen gelang es nicht, zwischen diesen einzelnen Moränenpaketen vermutete fossile Böden zu finden. Einerseits ist dies möglicherweise darauf zurückzuführen, dass die Höhenlage von gegen 2800 m einer genügend raschen und zwischen den einzelnen Vorstossperioden auch hinreichenden Bodenbildung nicht gerade förderlich war. Andererseits ist aber auch das eher grobblockige Ausgangsgestein wenig geeignet für eine rasche und bleibende Bodenentwicklung.

Diese Ablagerungsfolge, die ich auch in anderen Gebieten ganz ähnlich festgestellt habe, dürfte es an einer geeigneteren Stelle sicher ermöglichen, postglaziale Gletscherstände zu datieren. Im Gegensatz zu den in den Ufermoränenkomplexen einiger Walliser-Gletscher beschriebenen Abfolgen mehrerer übereinanderliegender fossiler Bodenhorizonte (W. SCHNEEBELI, F. ROETHLISBERGER, 1976) wären dann diese Bodenbildungen in den eigentlichen Endmoränen enthalten.

8.3. Das Spätglazial

Das Gebiet der hinteren Val d'Es-cha stellt wegen seines ausserordentlichen Moränenreichtums eine als einmalig zu bezeichnende Glaziallandschaft dar. Neben den hier auf engstem Raum in grosser Anzahl feststellbaren Moränenwällen und Gletscherständen können auch andere Formen wie Toteislöcher (vgl. H. HEIERLI, 1955) und eine gestreifte Grundmoräne mit sogenannten "flutes" beobachtet werden. Sie tritt vor allem nördlich der Chamanna d'Es-cha im Bereich des egesen-äquivalenten Müra-Gletschers in Erscheinung und ist ein Hinweis, dass der Gletscher aus warmem Eis bestand und nicht am Boden angefroren war (vgl. G.S. BOULTON, 1976).

Der älteste Moränenansatz zeichnet sich am Ausgang der Val d'Es-cha unterhalb der Alp Belvair (Pt. 2261 m) ab. Es handelt sich um eine noch an den Hang des Oberengadins angelagerte Ufermoräne, bei deren Ablagerung Es-cha- und Oberengadingletscher noch vereinigt waren. Der weitere Verlauf dieser Moräne ist etwa bei Pt. 1924 m westlich S-chanf angedeutet; er lässt auf eine Zugehörigkeit zu den Gletscherständen bei Cinuos-chel schliessen. Diese konnten einer zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium liegenden Gletschervorstossphase zugeordnet werden (vgl. Kap. D 9.).

Die erste selbständige Endlage des aus dem Gebiet der Val d'Es-cha genährten Gletschers lässt sich unmittelbar am Ausgang des Tales bei der Alp Es-cha Dadour (Pt. 2063 m) feststellen. Mehrere Staffeln linkstalseitiger Ufermoränen markieren ein Gletscherende, das ungefähr in der Schlucht oberhalb Madulain gelegen hat. Dabei stiess der Gletscher noch beträchtlich ins Oberengadin vor, das dort offenbar schon eisfrei war. Ausserhalb dieser rekonstruierbaren Zungenlage findet man überall erratisches Material, vorwiegend die sogenannten Albulagranite. Sie müssen vom früheren Oberengadin- bzw. dem kurz zuvor noch einmündenden Albulagletscher verfrachtet worden sein.

Der Stand des Es-cha-Gletschers weist bei einer GWL von 2609 m und einem BZN von 2888 m eine Schneegrenzdepression von 279 Metern auf. Aufgrund des Depressionswertes, der deutlich solifluidal überprägten Moränenwälle und der relativen Lage dieses Standes in bezug auf die weiter taleinwärts folgenden jüngeren Ablagerungen kann er eindeutig dem Daun-Stadium zugeordnet werden.

Die nächstjüngeren Serien sind ausserordentlich schön und formfrisch. Vor allem die Moränenkränze in der Val Müra bestechen durch ihre geschlossene Abfolge und ihren einmaligen Erhaltungsgrad. Anhand der zahlreichen Moränen lassen sich im gesamten Talbereich drei gleichzeitige, sehr nahe beieinander liegende Gletscherendlagen erkennen. Formfrische und beinahe identische Höhenlage der Zungenenden liessen zum vornherein erwarten, dass drei Einzelgletscher diese Stände zur gleichen Zeit gebildet haben und alle ins Egesen-Stadium zu stellen sind. Die Schneegrenzdepressionen stimmen sichtlich überein und bestätigen die Erwartungen (Tab. 17). Der etwas grössere DEP-Wert des Vadret d'Escha rührt eher von Unsicherheiten bei der Abgrenzung des Nährgebietes her, wo der mächtige Moränenkörper des Postglazials die Rekonstruktion der Eisoberfläche erschwerte.

In der Val Müra lassen sich die hinter dem Egesen-Maximalstand folgenden Moränen noch mindestens zwei weiteren Phasen zuordnen. Die zweite Phase ist mit rund 1 km Entfernung vom Egesen-Maximalstand klar von diesem abgesetzt und lässt auch im über 60 Meter höher liegenden Moränenansatz eine erneute Gletschervorstossperiode erkennen. Die zahlreichen unmittelbar hinter der Egesen-Hauptphase liegenden Moränenbögen gehören nämlich in ihrem formalen Zusammenhang noch zur ausgehenden ersten Vorstossphase, denn sie scheren nur als sekundäre Wälle aus dem den Maximalstand begrenzenden Hauptwall aus (vgl. Abb. 15). Deshalb sind sie eher als "Rückzugsphasen" zu werten. Die deutliche zweite Serie innerhalb der Egesen-Vorstösse zeichnet sich auch beim Pischa und Escha-Gletscher ab.

Die Depressionswerte dieser zweiten Egesen-Vorstossphase betragen zwischen 103 und 130 Meter. Es stellt sich die Frage, ob es sich bei diesen Ständen um die bereits an anderen Stellen, z.B. im Bocktentiäli (vgl. Kap. C 2.3.8.) angetroffenen E II-Stände oder um kromer-äquivalente Vorstösse handelt. Folgende Argumente sind letzterer Annahme entgegenzuhalten.

1. Die oben erwähnten Depressionswerte sind zwar im Vergleich zu den nach der Kromer-Regressionsgleichung (vgl. G. GROSS et al., S. 245) zu erwartenden Beträgen von rund 94 Metern, abgesehen vom Escha-Gletscher, lediglich knapp 10 Meter grösser ausgefallen. Dabei ist aber zu bemerken, dass diese Regressionsgleichung mit einer Stichprobe von lediglich sieben Werten noch viel zu unsicher ist, als dass sie bereits als zuverlässiges Korrelationskriterium überregional eingesetzt werden könnte (G. GROSS et al., 1978, S. 245 ff).
2. Hinter dem fraglichen Stand lässt sich in der Val Müra noch ein weiterer Gletscherstand feststellen (Zungenhöhe 2580 m). Mit einer SG-Depression von 66 Metern passt er viel besser zum Kromer-Stand. Dieser Gletscherstand ist ausserdem nun eindeutig der letzte noch deutlich vor den neuzeitlichen Moränen sich abzeichnende Vorstoss und erfüllt damit eindeutig die Kriterien für einen kromer-äquivalenten Gletscher. Aufgrund seines Erhaltungsgrades und seiner Mächtigkeit ist

PIZ VAL MÜRA



790 — 166

GLIEDERUNG:

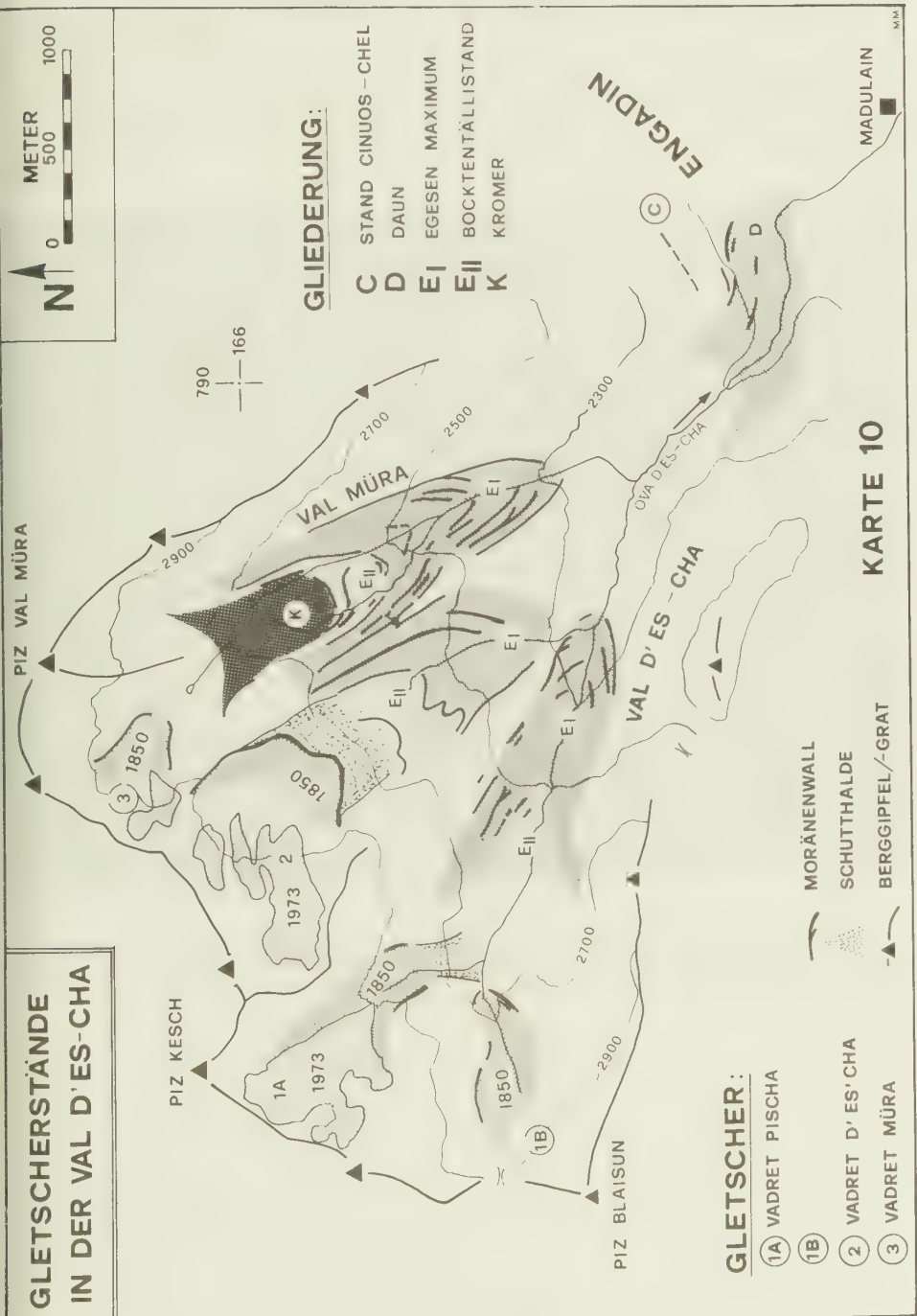
C STAND CINUOS – CHEL
D DAUN
E_I EGESEN MAXIMUM
E_{II} BOCKTENTÄLLISTAND
K KROMER

GLETSCHER:

- 1A VADRET PISCHA
 1B
 2 VADRET D'ES'CHA
 3 VADRET MÜRA

MORÄNENWALL
SCHUTTHALDE
BERGGIPFEL/-G

KARTE 10



er aber weit weniger bedeutend als die überaus markanten Moränen des E II-Vorstosses.

Somit konnte einmal mehr bewiesen werden, dass offenbar zwischen den Ständen der Egesen-Hauptphase (E I) und dem sogenannten Kromer-Stand (K) noch eine zweite, gegenüber dem Kromer-Stand viel bedeutendere Gletschervorstossphase existiert.

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL 1850</u>	<u>BZN (Eg)</u>	<u>BZN (D)</u>
Vadret Pische 1 A	2995	{ 2916	2888
1 B	2836		
Vadret d'Es-cha	2881	2881	
Vadret Müra	2868	2868	

Tab. 16 Die Bezugsniveau-Bildung

<u>GLETSCHER</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Val d'Es-cha	1900	2609	2888	279	DAUN
Vadret Pische	2220	2723	2916	193	EGESEN I
Vadret d'Es-cha	2300	2657	2881	224	EGESEN I
Vadret Müra	2280	2672	2868	196	EGESEN I
Vadret Pische	2500	2813	2916	103	EGESEN II
Vadret d'Es-cha	2540	2751	2881	130	EGESEN II
Vadret Müra	2540	2765	2868	103	EGESEN II
Vadret Müra	2580	2802	2868	66	KROMER

Tab. 17 Schneegrenzwerte Val d'Es-cha

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie,
BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

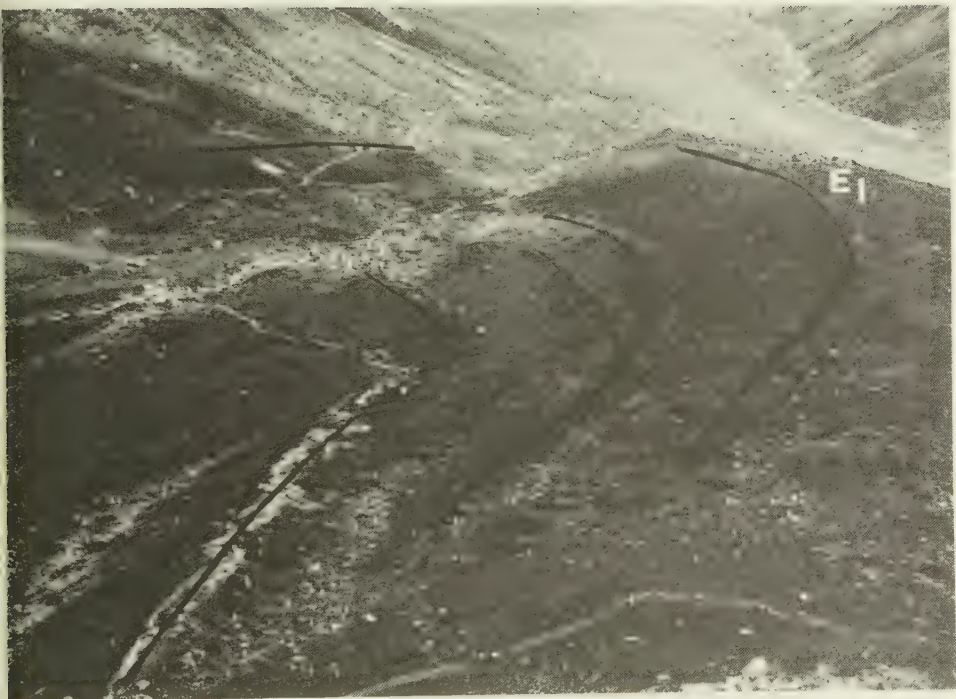


Abb. 15 Moränenkränze des Egesen-Maximalstandes (E I) in der
Val Müra (hintere Val d'Es-cha)

9. DAS MORAENENSYSTEM CINUOS - CHEL / CHAPELLA (vgl. Karte 11)

9.1. Uebersicht

Im Bereich der Mündung der vom zentralen Keschgebiet kommenden Val Susauna ins Oberengadin zeichnet sich bei Cinuos-chel eine interessante Moränensituation ab. In diesem ehemaligen Konfluenzgebiet von Kesch- und Oberengadin-Gletscher lassen sich mehrere Gletscherstände rekonstruieren (vgl. J. SUTER, 1981).

Geologisch wurde das Gebiet schon früh aufgenommen. F. SPAENHAUER (1927-29, Geol. Atlas der Schweiz, Blatt 424, Zernez) zeichnete als erster auf der linken Talseite des Oberengadins bei Brail eine Moräne ein, die ungefähr 4 km vor dem Zernezer-Bekken endet. Etwas eingehender beschreibt R. STAUB (1952, S. 54) die Moränen bei Cinuos-chel/S-chanf und Brail und deutet sie als Endmoränen des Berninagletschers, vermischt mit denjenigen der Val Susauna und Chaschauna. Im spätglazialen Ablauf ordnet R. STAUB diese Stände wohl dem Gschnitz-Stadium zu, bemerkt aber, dass es sich bei den Cinuos-chel-Ständen kaum um das allererste Gschnitz-Stadium handeln könne, denn die Original-Gschnitz-Moränen liegen rund 400 m tiefer. Nach R. STAUB umfasst das älteste Gschnitz die Spanne zwischen Cinuos-chel/Brail und Zernez - die Moränenabfolge bei Cinuos-chel würde demnach zu einem jüngeren Gschnitz-Vorstoss gehören.

Nach meinen Untersuchungen lassen sich in den Moränenablagerungen bei Cinuos-chel/Chapella mindestens drei verschiedene Vorstossphasen erkennen. Der vorderste Moränenwall liegt nördlich Cinuos-chel auf der linken Talseite und fällt steil gegen die Talmitte ab. Das jegliche Fehlen von Julier-/Albulagranit einerseits und andererseits das Auftreten von Amphiboliten, wohl aus dem Raume Scalettapass, lassen erkennen, dass der aus der Val Susauna stammende Keschgletscher sicher noch am Aufbau dieses Walles beteiligt war. Demzufolge vereinigten sich die aus dem Kesch- und dem Berninagebiet genährten Gletscher gerade noch einmal, wobei der viel mächtigere Oberengadingletscher den Keschgletscher auf die linke Talflanke abzudrängen vermochte.

Nach diesem vorderen, mindestens 2-gliedrigen Cinuos-chel-Stand separierten sich Engadin- und Keschgletscher und kamen in der Folge nicht mehr zusammen. Bei den folgenden Vorstössen lagerte der Oberengadingletscher mehrere übereinandergestaffelte entnahe Ufermoränen südlich Chapella ab (vgl. J. SUTER, 1981). Der Keschgletscher rückte ebenfalls vor und bildete in enger Nachbarschaft des Engadinereises seine eigenen Moränen aus. Bei dieser Ausdehnung war das spätere Moor Susauna noch eisbedeckt (vgl. unten). Weiter taleinwärts zeichnet sich bei der Ortschaft Susauna, südlich Pt. 1746, noch ein weiterer Gletscherstand ab, der durch eine auffallend formfrische und mächtige Moräne gekennzeichnet ist.

Mehrere Bohrprofile, die mir freundlicherweise vom Kantonalen Tiefbauamt Graubünden zur Einsichtnahme zur Verfügung gestellt wurden, zeigen im Gebiet NE S-chanfs eine im Mittel 20-30 und im Maximum rund 50 Meter tief gelegene Felssohle; die Talfüllung besteht hauptsächlich aus Schottern.

9.2. Die Schneegrenzberechnung

Die relative Einordnung der Stände Cinuos-chel/Chapella und Sussauna aufgrund der SG-Depressionen bereitete insofern Schwierigkeiten, als die 2:1-Methode nicht mit der notwendigen Genauigkeit durchgeführt werden konnte. Dies lag daran, dass der Keschgletscher, ganz ähnlich wie der Oberengadin-Gletscher, zu jenem Zeitpunkt noch aus einem weitverzweigten Gletschersystem bestand, das aus fast allen Seitentälern und Nebenkaren Zufluss erhielt. Abgesehen vom gut abgrenzbaren Zungenbereich waren ausser ein paar unsicheren Hangabsätzen keine konkreten Anhaltspunkte für den ehemaligen Eisrand zu finden. Für die Abschätzung der damaligen SG-Depression wurde daher auf die einfachere d/2-Methode zurückgegriffen.

Im Einzugsgebiet des spätglazialen Keschgletschers befinden sich gleich mehrere 1850er-Stände. Der Bezugswert (die durchschnittliche Höhe des Zungenendes um 1850) wurde ähnlich bestimmt wie das BZN für die 2:1-Methode: Die einzelnen Zungenhöhen wurden proportional zum abgeschätzten Flächenanteil und dessen Bedeutung für die Gletscherernährung gewichtet.

<u>GLETSCHER</u>	<u>H</u>	<u>FAKTOR</u>
Vadret da Porphabella	2550 m	5
Region Ravaia-ch	2770 m	1
Region Scalettapass	2660 m	2
Gletscher s Val Funtauna	2700 m	1
Region Vallorgia	2540 m	3
Val Müsella	2720 m	1
Val Viluocho	2540 m	2
Bezugswert BZN/1850	38960 m :	15 = 2597 m

Tab. 18 Die Bezugswertbildung/1850 für die d/2-Methode

H = Höhe der Gletscherzunge um 1850

Das d/2-BZN errechnet sich somit zu 2597 m (A). Im Vergleich zur Höhenlage des spätglazialen Zungenendes (B) ergeben sich dabei folgende DEF-Werte:

<u>STAND</u>	<u>A</u>	<u>B</u>	<u>d/2</u>
Cinuos-chel	2597	1600	499
Chapella	2597	1640	479
Susauna	2597	1680	459

Tab. 19 d/2-Depressionswerte gegenüber dem BZN von 1850

A = BZN/1850, B = tiefster Pt. des Gletscherendes, d/2 = Depressionsbetrag, alle Angaben in m

Zusätzlich wurde die d/2-SG-Berechnung gegenüber dem Daun-Stadium angewandt, das mit einer 2:1-Depression von 329 Metern/BZN 1850 berechnet werden konnte und dessen Zungenhöhe bei Cruschetta (A = 1830 m) lag.

<u>STAND</u>	<u>A</u>	<u>B</u>	<u>d/2</u>	<u>GESAMT-DEP</u>
Cinuos-chel	1830	1600	115	444
Chapella	1830	1640	95	424
Susauna	1830	1680	75	404

Tab. 20 d/2-Depressionswerte gegenüber dem Daun-Stadium

A = Höhe des Daun-Zungenendes, B = tiefster Pt. des Gletscherendes, d/2 = Depressionsbetrag, alle Angaben in m

Damit sind die SG-Depressionen der Stände Cinuos-chel, Chapella und Susauna in der Grössenordnung zwischen 400-500 m viel zu klein, als dass diese dem Gschnitz-Maximalstand zugeordnet werden könnten. Ausserdem konnten auch die Moränen des Daun-Stadiums weiter taleinwärts gefunden werden. Dies lässt den Schluss zu, dass die Moränen im Raume Cinuos-chel eine eigene, räumlich und zeitlich zwischen Gschnitz- und Daunstadium liegende Gletschervorstossphase repräsentieren. Damit lassen sich die Vorstösse sehr gut mit dem bereits beschriebenen und neu eingeführten Clavadel-Stadium vergleichen (vgl. Kap. C 2.3.1.).

Dieses Ergebnis ist auch insofern interessant, als bereits R. STAUB (1952) in den Moränen bei Cinuos-chel eine möglicherweise zweite Phase des Gschnitz-Stadiums angenommen hat. Ob aber das Gschnitz-Maximalstadium bei Zernez anzunehmen ist, kann nicht definitiv geklärt werden. Da während der Stände bei Cinuos-chel auch die weiter unten ins Engadin einmündenden Gletscher aus verschiedenen Seitentälern sicher bis fast auf den Boden des Haupttales reichten, muss für das Gschnitz-Stadium mit einer weit komplizierteren Vergletscherung gerechnet werden, dessen Zungenende möglicherweise viel weiter unten zu suchen ist. Diese Frage bleibt somit noch offen.

9.3. Das Moor Susauna (1660 m, Koord. 796 500/168 200)

Das Moor befindet sich rund 1 km talabwärts von der Ortschaft Susauna entfernt in einer Mulde, etwa 10 Meter höher als der Bach Vallember; bezüglich der die Senke umgebenden Moränen des C II-Standes liegt es intramorän.

Bei einer Moorsondierung wurden mit einer Dachnowsky-Sonde von den untersten Profilabschnitten Proben entnommen. An der Basis bei 475 cm bestanden sie aus tonig-siltigen Einschwemmungen, gegen oben gingen sie in Gytjtja und Torf über. Dr. K. GRAF analysierte mir freundlicherweise zwei Proben aus 475 und 395 cm Tiefe. Seine pollenanalytische Auswertung ergab folgendes Bild:

Proben Moor Susauna:

	395 cm	475 cm
Pinus - Föhre	51 %	42 %
- Arve	45 %	55 %
Betula	2 %	1,1 %
Alnus	-	0,5 %
Artemisia	0,7 %	-
Compositae	0,2 %	0,5 %
Ausgezählte Pollenkörner	601	373
Ausserhalb der Pollensumme sind:		
Gräser	0,5 %	0,3 %
Riedgräser	-	0,8 %

K. GRAF (schriftl. Mittlg.) nimmt an, dass das einseitig durch die Pinus-Dominanz bestimmte Bild die Zeit der Wiederbewaldung widerspiegelt, welche im Oberengadin ins frühe Praeboreal fällt. Allenfalls käme noch Alleröd mit derart lockerer Vegetation in Betracht, dass sich fast nur Fernflug aus Pinuswäldern niedergeschlagen hätte. Dem wäre aber entgegenzuhalten, dass der Artenanteil relativ hoch ist, was im Alleröd aber erst in den in-subrischen Tälern möglich gewesen wäre. Für das wahrscheinliche Alter dieser Proben nimmt K. GRAF ca. 9500 Jahre BP an.

Dieses doch hohe Alter veranlasste eine weitere Bohrung, um an der gleichen Stelle Material für eine ^{14}C -Datierung zu bergen. Dabei wurde eine Tiefe von 515 cm erreicht.

Diesmal zeigte die Probe, von unten nach oben, folgende Abfolge: 15 cm mächtige Tongytjtja (Basis), sandiger Einschwemmhorizont, anorganische Ton- und Silthorizonte (in gleicher Tiefe wie die pollenanalytisch untersuchten Proben).

Das Radiokarbonalter der Gytjtja beträgt $10'790 \pm 120$ Jahre BP

(UZ-302) und fällt somit in den Zeitraum der beginnenden Jünger Dryas. Dieses Datum unterstützt zum einen die von K. GRAF getroffene Zuordnung der darüberliegenden Tonablagerungen ins Präboreal. Auf der anderen Seite bedeutet es ein allerdings sicher zu junges Mindestalter für die Moränen bei Chapella. Das Eisfreiwerden an dieser Stelle erfolgte sicher einige Jahrhunderte früher als der datierte Beginn der organischen Sedimentation. Somit ist es spätestens im Alleröd anzusetzen. Für die Gletschervorstöße Chapella und Cinuos-chel stellt dies ein Hinweis dar, dass sie in einer Kaltphase v o r dem Alleröd stattgefunden haben. Da aber auch schon das Daun-Stadium, dessen Moränen einige Kilometer weiter taleinwärts liegen, nachweisbar v o r dem Alleröd-Interstadial anzusetzen ist (vgl. Moor Crap Alv, Kap. E 12.5.), kommt für den Ablagerungszeitraum der Moränen bei Cinuos-chel kaum mehr die Aeltere Dryas in Frage. Zudem zeichnet sich die Aeltere Dryas in den bisher untersuchten Pollendiagrammen kaum oder dann nur schwach ab (vgl. S. WEGMUELLER, 1977, J.-L. de BEAULIEU et M. JORDA, 1977, U. EICHER, 1979). Damit scheint selbst die Zuordnung des Daun-Stadiums in die Aeltere Dryas noch nicht eindeutig gesichert. Für die Stände im Raum Cinuos-chel ergibt sich bereits aus diesen Ueberlegungen ein viel höher anzunehmendes Alter als die ¹⁴C-Datierung.

Die neuesten Datierungen aus dem Raume St. Moritz dürften diese Vermutung bestätigen (in: J. SUTER, 1981). Die mit $13'850 \pm 490$ Jahren vor heute (UZ-301) datierte Moorbasis Lej Marsch stellt ein Mindestalter des Oberengadin-Gletschers für die Stände Cinuos-chel und Chapella dar. Damit scheinen diese Gletschervorstöße sogar noch älter als der Zeitraum zu sein, den man bis jetzt für das eigentliche Gschnitz-Stadium angenommen hat (vgl. G. PATZELT und S. BORTENSCHLAGER, 1976).

Da die Stände im Raume Cinuos-chel aufgrund ihrer SG-Depression und ihrer relativen Lage gut mit dem im Gebiet Landwasser festgestellten Clavadel-Stadium parallelisiert werden können, ist dieses Datum auch als Altershinweis für dieses im Gebiet Mittell-bünden neu eingeführte Stadium zu werten.

GLETSCHERSTÄNDE IM GEBIET CINUOS-CHÉL

IN 0 0.5 1.0
Km

800
169

LEGENDE:

Moränenwall
Gewässer

STAND CINUOS-CHÉL
STAND CHAPELLA
STAND SUSAUNA

Moor CHAPELLA
10 790 ± 120 BP

C_I C_{II} S *

KARTE 11

MM



E D A S A R B E I T S G E B I E T " A L B U L A "

1. EINFUEHRUNG

Das Teilgebiet "Albula" umfasst die Furche des Albulapasses von La Punt bis nach Alvaneu sowie, ausser dem zum "Keschgebiet" gehörenden Tuorstal, sämtliche in diesem Abschnitt einmündenden Nebentäler.

Nach der Ansicht der meisten Geologen war der Albulapass im Hochglazial ein Transfluenzpass mit Ost-West gerichtetem Eisfluss vom Engadin- ins Rheingletschersystem (vgl. Atlas der Schweiz, Blatt 6). Damals fand auch eine lokale Transfluenz zwischen der Val Bever und dem Albulatal statt. Die Wirkung des Eises ist heute noch am sehr schön abgeschliffenen Kammstück "Buottas Glischas" zwischen Piz Danclèr und Dschimels zu erkennen. Im Becken von Bergün traf der aus mehreren Seitentälern genährte Albulagletscher auf die Eismassen des Keschgebietes. Mit diesen vereinigt, nahm er weiter talabwärts bei Filisur den aus dem Landwassergebiet stammenden Gletscher auf und wandte sich sodann dem Rheinsystem zu. Im Verlaufe des Spätglazials brach die Engadiner-Haupttransfluenz ab, und das Albulaeis löste sich in mehrere Nebenarme auf. Der im Passgebiet genährte Albulagletscher floss dann während des jüngeren Spätglazials mit zwei selbständigen Zungen auf beide Seiten ab.

Im Moor Crap Alv bot sich die günstige Gelegenheit, anhand einer Pollenanalyse das Daun-Stadium des Albulagletschers zu datieren.

2. DAS STADIUM VON ALVANEU / FILISUR (vgl. Karte 12)

Nach dem Stadium von Tiefencastel (vgl. R. HANTKE, 1980, Fig.110) wies der vereinigte Landwasser-/Albulagletscher rund 6 km weiter taleinwärts im Raume Alvaneu/Filisur eine nächste Serie von Gletscherständen auf.

Das Stadium von Filisur hat erstmals J. M. ZIEGLER (1876, S. 92) erwähnt und auf seiner Karte vermerkt. Er interpretierte die Moränensituation allgemein so, dass die Gletscher aus dem Landwasser- und dem Albulatal auf der Terrasse von Filisur fast noch einmal in Berührung standen. In späteren Arbeiten wird das Filisur-Stadium unter anderen von C. TARNUZZER (1900/01, 1908) und H. EUGSTER (1923) beschrieben. C. TARNUZZER (1900/01, S. 91) berichtet, dass während des Bahnhofbaues bei Filisur mehrere, in Richtung Alvaneu weisende Gletscherschliffe abgedeckt wurden. Die Moränenablagerungen beschreibt er (1908, S. 37) als Grundmoränenlandschaft, die so stark verfestigt war, dass darin für den

Tunnelbau gesprengt werden musste.

Nach den eigenen Untersuchungen muss das Stadium von Filisur räumlich etwas weiter gefasst werden, denn die erste Gletscherendlage lässt sich bereits bei Alvaneu-Bad (Pt. 1061) erkennen (vgl. Abb. 16). Es handelt sich dort um eine rechts am Talhang gelegene Ufermoräne, deren Gletscherende ungefähr unterhalb des Dorfes lag. Die lithologische Zusammensetzung dieser Moräne weist sowohl Amphibolite aus dem Davoser-Raum als auch Albulagranite auf. Daraus kann man ableiten, dass zu diesem Zeitpunkt die Gletscher aus dem Landwasser- und dem Albulatal noch vereinigt waren. Ebenso erhielten sie auch aus der Val Spadlatscha noch Eiszufluss. Die Terrasse von Filisur mit den nächstjüngeren Moränen war damals noch vollständig von Eis bedeckt. Erst beim Abschmelzen von diesem Alvaneu-Stand trennten sich Landwasser- und Albulagletscher.

Die in der nächsten Vorstossphase abgelagerten Moränenwälle auf der Filisurer-Terrasse lassen sich zwei verschiedenen Gletscherenden zuordnen. Wie schon J. M. ZIEGLER (1876) richtig feststellte, hatte der Landwassergletscher nur noch knapp mit dem Albulaeis Kontakt. Lappte der Albulagletscher anfänglich noch über die Terrasse hinaus, so reichte er etwas später nur noch bis zu ihrem Rand, wo er eine deutliche Ufermoräne mit einer Schmelzwasserrinne schuf.

In Zusammenhang mit dem Alvaneu/Filisur-Stadium sind auch die Stauschuttmassen bei Wiesen zu interpretieren (vgl. Karte im Anhang). Sie wurden damals vom Altein-Gletscher bei Wiesen in den Winkel zwischen Landwasser- und Altein-Eis geschüttet und stellen somit Eisrandablagerungen dar. Da diese Ablagerungen seitlich von einer Schmelzwasserrinne zerschnitten sind (vgl. Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt D, R. HANTKE, 1980, Fig. 110) reichte damals der Alteingletscher sicher noch bis unterhalb Wiesen, wo er sehr wahrscheinlich mit dem Landwassereis zusammentraf. Aus dieser Situation lässt sich nun indirekt die SG-Depression des Filisur-Stadiums abschätzen.

Die GWL dieses Seitengletschers, der für die SG-Berechnung so vertretbar wie möglich abgetrennt wurde, lag damals auf rund 1900 m. Setzt man jetzt für das BZN von 1850 die für die ähnlich exponierten Täler der Davoser Landschaft ermittelte Lage von rund 2630 m ein, so ergibt sich für den Alteingletscher und damit auch für das Stadium von Alvaneu/Filisur ein SG-Depressionswert von rund 730 Metern.

Eine direkte Schneegrenzberechnung des Alvaneu/Filisur-Stadiums mit der 2:l-Flächenteilung kann kaum mit der notwendigen Genauigkeit durchgeführt werden. Sowohl der Landwasser- wie auch der Albulagletscher stellten stark verästelte Systeme dar, die fast aus jedem Seitental und -kar Zufluss erhielten. Deshalb wurde die SG-Abschätzung mit der d/2-Methode durchgeführt. Es wurde dabei die SG-Depression gegenüber den dem Gschnitz-Stadium zugewiesenen Ständen Monstein bzw. Bergün berechnet. Die Zungenhöhen dieser beiden Stände wurden gemittelt (A) und dem tiefsten



Abb. 16 Rechtstalseitige Ufermoräne des vereinigten Landwasser-/Albula-Gletschers bei Alvaneu-Bad



Karte 12 Das Stadium von Alvaneu/Filisur

Punkt des Gletscherendes bei Alvaneu-Dorf (B) gegenübergestellt:

<u>GLETSCHERSTAND</u>	<u>Zungenhöhe</u>
Monstein (Monsteingletscher)	1400 m
Bergün (Albulagletscher)	<u>1160 m</u>
Durchschnitt (A)	1280 m
Stand Alvaneu, Zungenhöhe (B)	960 m
SG-DEP (d/2) = $\frac{A - B}{2} = 160 \text{ Meter}$	

Tab. 21 Die Berechnung der d/2-SG-Depression gegenüber dem Gschnitz-Stadium

Die halbe Vertikaldifferenz und somit die SG-Depression zu den gschnitz-äquivalenten Ständen Monstein und Bergün beträgt also 160 Meter, das heisst unter Berücksichtigung des Bestimmungsfehlers zwischen 100 - 200 Meter. Da die Stände Monstein bzw. Bergün beide mit rund 610 Metern SG-Depression gegenüber 1850 berechnet werden konnten, ergibt sich damit für das Alvaneu/Filisur-Stadium eine zwischen 700 - 800 Metern tiefere Schneegrenze als das BZN von 1850. Dies bestätigt gut den bereits oben berechneten Wert von 730 Metern.

Obwohl diese Berechnungen mit einigen Unschärfen behaftet sind, kann das Alvaneu/Filisur-Stadium durchaus mit dem Steinach-Stadium parallelisiert werden, dessen SG-Depression mit rund 800-900 m gegenüber "heute" angegeben wird (G. PATZELT, 1980, S. 13).

3. DAS STADIUM VON BERGUEN (vgl. Karte 13)

Die nach dem Alvaneu/Filisur-Stadium nächstfolgenden Vorstösse des Albulagletschers zeichnen sich im Raum Bergün unterhalb des "Bergünersteins" ab (vgl. Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt F, R. HANTKE, 1980, Fig. 110). Der Albulagletscher erfüllte damals noch vollständig das Bergüner-Becken und erhielt sowohl aus der Val Tisch wie auch aus dem Tuorstal Eiszufluss. Die Terrasse von Latsch war aber zu diesem Zeitpunkt sicher schon eisfrei, denn die Moränen nördlich von Latsch gehören noch dem Filisurer-Stadium an. Reichte der Albulagletscher anfänglich noch über die Engstelle beim Bergünerstein hinaus, so verzeichnete er etwas später in Bergün selbst einen nächsten Halt, dessen rechte Ufermoränen beim Schwimmbad zu erkennen sind.

Da die Abschätzung der SG-Depression mit der 2:1-Methode kaum mit der notwendigen Genauigkeit durchzuführen war, wurde für die

SG-Bestimmung des Bergüner-Stadiums einmal mehr auf die d/2-Methode zurückgegriffen. Dabei wurde einerseits die SG-Depression gegenüber dem Hochstand von 1850 und andererseits gegenüber dem in drei Nebentälern nachgewiesenen Daun-Stadium berechnet. Damit standen also für die Depressionsabschätzung des Standes Bergün zwei Vergleichswerte zur Verfügung.

Das d/2-BZN um 1850 wurde ganz analog zum BZN der 2:1-Flächenteilung gebildet, indem die Zungenhöhen der einzelnen 1850er-Stände nach ihrer anteilmässigen Bedeutung für die Ernährung des spätglazialen Gletschers gewichtet wurden. Dieser Mittelwert (A) wurde dann dem Zungenende des Bergüner-Standes (B) gegenübergestellt. Die einzelnen 1850er-Zungenhöhen wurden wie folgt gewichtet:

<u>GLETSCHER 1850</u>	<u>1850</u>	<u>FAKTOR</u>	
Vadret da Porphabella	2420 m	5	
Vadret Plazbi	2380 m	2	
Vadret Tisch	2500 m	2	
Region Ravais-ch	2700 m	1	
Tranter Ela	2510 m	1	
Mulix/Tschitta	2628 m	3	
Albula	<u>2600 m</u>	<u>1</u>	
d/2 BZN 1850 (A)	37554	: 15	= 2504 m
Zungenhöhe Bergüner Stand (B)			1150 m
$d/2 = \frac{A - B}{2} = \underline{\underline{677 \text{ Meter}}}$			

Tab. 22 Die Berechnung der d/2-SG-Depression gegenüber "1850"

Die SG-Depression gegenüber dem Daun-Stadium wurde so berechnet, indem die Höhenlagen der drei nachgewiesenen Daun-Gletscherenden (A) als Bezugswert eingesetzt wurden:

<u>DAUN-GLETSCHER</u>	<u>DAUN</u>	<u>FAKTOR</u>	
Val Tuors	1760 m	5	
Val Tisch	1760 m	2	
Val Mulix/Tschitta	<u>1680 m</u>	<u>3</u>	
d/2 BZN Daun (A)	17360	: 10	= 1736 m
Stand Bergün (B)			1150 m
$d/2 = \frac{A - B}{2} = \underline{\underline{293 \text{ Meter}}}$			

Tab. 23 Die Berechnung der d/2-SG-Depression gegenüber dem Daun-Stadium

Da die mittlere SG-Depression dieser drei verschiedenen Daun-Stände aufgrund der 2:1-Flächenteilungsmethode rund 310 Meter gegenüber dem BZN 1850 beträgt, berechnet sich die Gesamtdepression des Bergüner-Standes auf rund 600 Meter.

Nach dieser dargelegten Berechnungsmethode ergaben sich für den Stand Bergün DEP-Werte um 680 und 600 Meter. Trotz der Unsicherheiten, mit denen diese SG-Abschätzung vorgenommen wurde, scheinen diese Werte die Einordnung des Bergüner-Standes in das Gschnitz-Stadium zu belegen.

4. VAL SPADLATSCHA (vgl. Karte 13)

Die Val Spadlatscha ist ein rund 7 km langes, S-N-verlaufendes Seitental der Ela-Gruppe. Mit einem Steilabfall mündet es zwischen Filisur und Alvaneu-Bad ins Albulatal. Es liegt in seinem oberen Abschnitt in den Sedimenten der Ela- und im unteren Teil in den Sedimenten der Silvretta-Decke (vgl. Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt E).

Die neuzeitliche Vergletscherung ist nicht einfach zu rekonstruieren, denn das von A. GLANZMANN (1847) entworfene Messtischblatt ist auch in anderen Gebieten bezüglich der Gletscherdarstellung sehr ungenau. Deshalb lässt sich im Gebiet der hinteren Val Spadlatscha aufgrund dieser Karte keine neuzeitliche Vergletscherung wirklich nachweisen. Nach den eigenen Feldaufnahmen muss aber um 1850 mit einer wenn auch nur sehr geringen Vergletscherung gerechnet werden. Im hintersten Karabschnitt lässt sich nämlich eine wohl noch als neuzeitlich zu bezeichnende Moräne lokalisieren. Die Gleichgewichtslinie dieses Gletscherfleckes berechnet sich zu 2680 m.

Umso zahlreicher sind die spätglazialen Gletscherstände, die sich mindestens sieben deutlich voneinander unterscheidbaren Vorstossphasen des Spadlatscha-Gletschers zuweisen lassen (vgl. R. HANTKE, 1980, Fig. 110). Die Schneegrenzberechnungen ergaben für die einzelnen lokalen Stände folgendes Bild:

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Foppas	1300	2084	2700	614	GSCHNITZ
Cloters	1480	2141	2700	559	} Stand Val Tisch ?
Prosot Pitschen	1680	2198	2700	502	
Alp Prosot	1800	2305	2690	385	CLAVADEL

STAND	H	GWL	BZN	DEP	GLIEDERUNG
Pradatsch I	2020	2377	2680	303	DAUN I
Pradatsch II	2080	2391	2680	289	DAUN II
Ela Hütte	2260	2455	2680	225	EGESEN

Tab. 24 Schneegrenzwerte in der Val Spadlatscha

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

Der vorderste in der Val Spadlatscha feststellbare Gletscherstand reicht bei der Lokalität Foppas noch bis an den Rand der Steilstufe ins Albulatal, wo er auf der rechten Gletscherseite durch Ufermoränen gekennzeichnet ist. Aufgrund des SG-Depressionswertes (614 m) kann dieser Stand dem Gschnitz-Stadium zugeordnet werden. Ebenfalls problemlos lassen sich die Stände Pradatsch ins Daun- und der Stand obere Ela-Hütte ins Egesen-Stadium einordnen. Die offenbar zweigliedrigen Daun-Moränen sind dabei im Gegensatz zu den überaus geschlossenen und sehr deutlich abgrenzbaren Egesen-Wällen viel schlechter erhalten und lassen sich erst im Zungenbereich miteinander verbinden. Der morphologische Befund stimmt also hier mit den SG-Berechnungen überein.

Das Egesen-Stadium besteht oberhalb der Ela-Hütte aus mehreren konzentrischen Wällen, die aber sehr schwierig zu gliedern sind, da der ganze intramoräne Bereich mit wirrem Blockwerk überstreut ist. Die Schuttmassen scheinen durch den Gletscher noch zu wulstförmigen Gebilden zusammengeschoben zu sein. Einzelne Formen sind zudem als Toteislöcher und blockgletscherartige Gebilde zu deuten. Jedenfalls musste der Gletscher während des Egesen-Stadiums sehr schuttreich gewesen sein. Das ist sehr wahrscheinlich auf verstärkte Felssturztätigkeit aus den hier anstehenden, verwitterungsanfälligen Sedimentgesteinen zurückzuführen (vgl. R. HANTKE, 1980, S. 260).

Zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium lassen sich nach den SG-Berechnungen noch drei weitere Gletscherstände unterscheiden. Unter den in ziemlich regelmässigen Abständen folgenden Moränenablagerungen tritt der Stand Prosot am deutlichsten hervor. Aufgrund seiner Formfrische und der relativen Lage v o r dem Daun-Stadium kann er höchstwahrscheinlich dem im Raum Davos festgestellten Clavadel-Stadium zugeordnet werden.

Die Stellung der Stände Cloters und Prosot Pitschen im Spätglazial-Schema ist nicht so eindeutig. Ähnliche Depressionswerte lassen sich im Arbeitsgebiet nur noch im Leidsbachtal (Kap. C 4.) und am Ausgang der Val Tisch (Kap. E 7.) feststellen. In der Val Tisch konnte allerdings der eindeutige Vorstosscharakter dieses Standes nachgewiesen werden. Er stellt somit eine eindeutige, vorerst aber nur lokal gültige Vorstossphase dar, die sich offenbar nur an kleinen, bereits selbständigen Gletschern ab-

zeichnen konnte.

Die serienmässige Abfolge in der Val Spadlatscha zeigt somit deutlich, dass es zwischen Gschnitz- und Clavadel-Stadium an geeigneten Stellen noch zur Ausbildung weiterer Gletscherstände gekommen ist.

5. DIE KARE DES PIZ ELA (vgl. Karte 13)

In der Gebirgsgruppe des Piz Ela (3338 m) liegen drei grössere, heute noch vergletscherte Kare mit NE-Exposition. Der Hochstand um 1850 ist bei allen drei Gletschern deutlich sichtbar, so dass die Ausdehnung des Zungenbereichs gut rekonstruiert werden kann. Die SG-Berechnungen ergaben folgende Werte:

<u>GLETSCHER</u>	<u>ZUNGENHOEHE</u>	<u>GWL</u>
Murtel d'Uglix	2480 m	2576 m
Tranter Ela N	2500 m	2693 m
Tranter Ela S	2470 m	2664 m

Tab. 25 Schneegrenzwerte um 1850

Die bei ähnlicher Zungenhöhe und bei gleicher Exposition doch ziemlich unterschiedlichen GWL-Lagen sind etwas überraschend, lassen sich aber folgendermassen erklären: Die beiden Gletscher im Gebiet Tranter Ela weisen im Bereich des Nährgebietes relativ hoch gelegene Verflachungen auf, was die nach der Flächen- teilungsmethode ermittelten GWL etwas ansteigen lässt; der kleine Gletscher im Murtel d'Uglix liegt dagegen im schattenreichsten Karabschnitt, wo die Schneegrenze aus lokalklimatischen Gründen etwas tiefer liegt.

Spätglaziale Moränen lassen sich nur beim Uglix-Gletscher feststellen (vgl. R. HANTKE, 1980, Fig. 110) - die älteste etwas unterhalb des Bergünereis. Aufgrund der Situation stand damals der Uglixgletscher fast noch mit dem ganz in der Nähe liegenden Albulaeis in Kontakt. Mit einer SG-Depression von 629 Metern gehört dieser Stand eindeutig ins Gschnitz-Stadium; was wiederum eine indirekte Bestätigung für die Einordnung des Bergünereis-Stadiums darstellt.

Jüngere Stände lassen sich bei der Chamanna d'Uglix (1998 m) lokalisieren, wo ein deutlicher Endmoränenbogen das Tal quert. Er ist formfrisch und entspricht mit einer SG-Depression von 189 Metern dem Egesen-Stadium. Ausserhalb dieser Endmoräne verläuft rechts eine Ufermoräne talabwärts und deutet etwa auf 1760 m ein weiteres Gletscherende an, vermutlich das Daun-Stadium. Die

zugehörige SG-Depression scheint zwar mit 256 Metern etwas gering, ist aber auf die allgemeinen Schwierigkeiten bei der genauen Festlegung des Zungenendes zurückzuführen. Bei diesem ohnehin schon schmalen Gletscher würde nämlich bereits eine geringe Flächenvermehrung an der Gletscherzunge eine bereits viel grössere SG-Depression ergeben. Da sich der Depressionswert vom Egesen-Stadium jedoch eindeutig unterscheidet, scheint die Zuordnung ins Daun-Stadium gerechtfertigt.

Im Gebiet Tranter Ela sind keine eindeutigen spätglazialen Moränenwälle feststellbar. Die Gletscherendlage des Egesen-Stadiums dürfte ungefähr bei der Karschwelle gelegen haben.

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Stand Bergün	1200	1947	2576	629	GSCHNITZ
Stand 2	1760	2318	2576	256	DAUN
Stand 3	2000	2387	2576	189	EGESEN

Tab. 26 Schneegrenzwerte Murtel d'Uglix

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie,
BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m



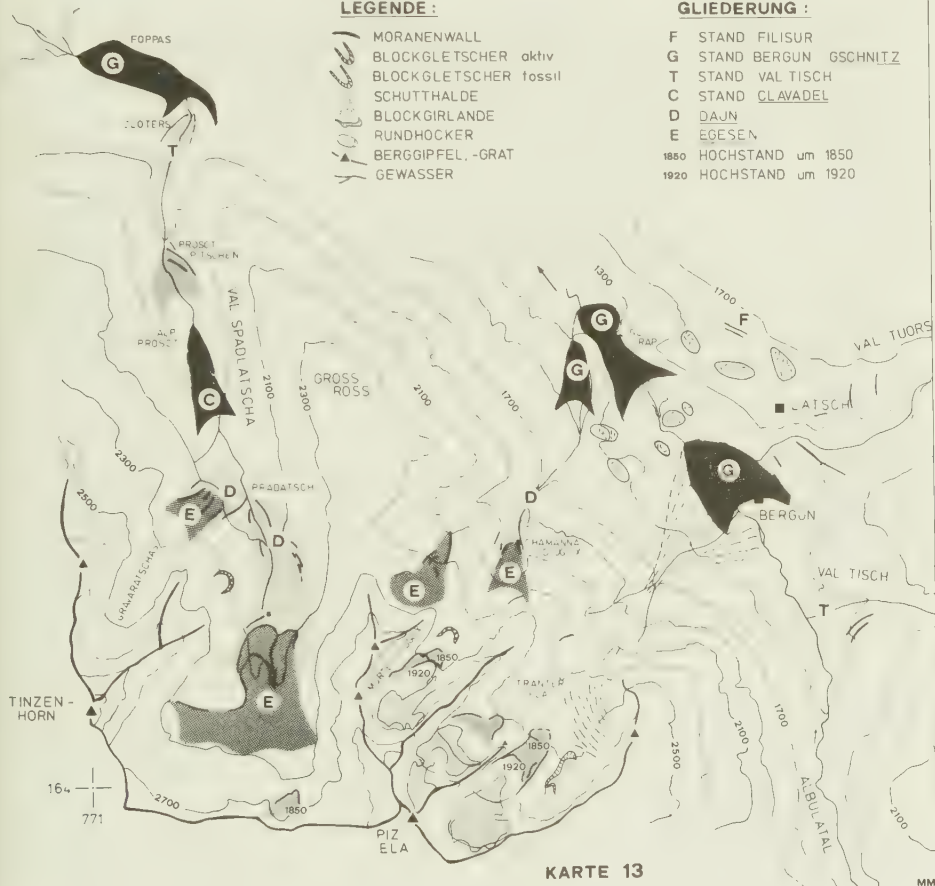
GLETSCHERSTÄNDE IM GEBIET BERGÜN UND VAL SPADLATSCHA

LEGENDE :

- MORÄNENWALL
- BLOCKGLETSCHER aktiv
- BLOCKGLETSCHER fossil
- SCHUTTHALDE
- BLOCKGIRLANDE
- RUNDHÖCKER
- BERGGIPFEL, -GRAT
- GEWÄSSER

GLIEDERUNG :

- F STAND FILISUR
- G STAND BERGÜN GSCHNITZ
- T STAND VAL TISCH
- C STAND CLAVADEL
- D DAJN
- E EGESEN
- 1850 HOCHSTAND um 1850
- 1920 HOCHSTAND um 1920



6. VAL DA STUGL (vgl. Karte im Anhang)

Das Stulsertal mündet zwischen Bergün und Filisur ins Albulatal. Es liegt im oberen Abschnitt fast vollständig in den verwitterungsanfälligen Trias-Sedimenten der Ducanmulde. Gegen die Tal-mündung hin verläuft das Tal im Kristallin der Silvretta-Decke. Ähnlich wie das Ducantal ist die Val da Stugl sehr arm an spät-glazialen Moränen, die alle von den riesigen Schutthalden über-schüttet sind. Die ungefähre Lage der daun- bzw. egesen-äqui-valenten Stände ist daher nur ungefähr zu vermuten.

In der Neuzeit konnte sich im westexponierten Kar unterhalb des Gletscher-Ducans (3019 m) ein kleiner Gletscher entwickeln, des-sen schuttreiche 1850er-Moräne eine geschlossene und zum Teil ins blockgletscherartige Fliessen gekommene Front bildet. Die GWL des heute vollständig abgeschmolzenen Gletschers lag um 1850 auf 2680 m, also etwa auf gleicher Höhe wie auf dem benachbarten Ducangletscher (2700 m).

Die einzigen spätglazialen Moränen des Stulsergletschers lassen sich bei Runsolas (Pt. 1724 m) lokalisieren. Diese Ablagerungen wurden schon von H. EUGSTER (1923, S. 108) erkannt und als "mindestens 9 konzentrisch hintereinander folgende, wallförmige End-moränen" beschrieben (vgl. Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt F). Da diese Wallformen auf der linken Talseite aber fast senkrecht verlaufen, scheinen sie eher das Resultat von Erosionsvorgängen zu sein. Nur etwa zwei dieser fraglichen Formen können als ein-deutige Moränenwälle interpretiert werden.

Da im ganzen Verlauf des Haupttales keine weiteren Moränenan-sätze für die Gletscherrekonstruktion gefunden werden konnten, musste auf eine 2:1-Schneegrenzberechnung verzichtet werden. Die Anwendung der d/2-Methode ergab für den Stand Runsolas eine SG-Depression von 450 Metern gegenüber 1850. Obschon sowohl ältere wie auch jüngere spätglaziale Moränen zu Vergleichszwecken feh-len, wird dieser Stand aufgrund des Depressionsbetrages dem Cla-vadel-Stadium zugeordnet.

Unterhalb des Fil da Stugl konnten noch weitere spätglaziale Mo-ränen nachgewiesen werden. Sie stehen in Kontakt mit heute fos-silen Blockgletschern und dürften dem Egesen-Stadium angehören.

7. VAL TISCH (vgl. Karte im Anhang)

Die Val Tisch mündet oberhalb Bergün ins Albulatal und weist heute noch einen kleinen rezenten Gletscher auf. Der Hochstand von 1850 lässt sich im Gelände klar abgrenzen und stimmt mit dem Messtischblatt von J. COAZ (vgl. Abb. 7) gut überein. Der Vadret

da Tisch reichte damals bis rund 2500 m hinunter und hinterliess geschlossene Moränenwälle, die unmittelbar auf dem bereits stark begrünzten Umgelände liegen; die GWL berechnet sich auf 2636 m. Innerhalb des 1850er-Standes ist ein weiterer Moränenwall vorhanden, der zwar nur etwa 1 m hoch, aber auffallend scharfgratig ausgebildet ist und in seinem Verlauf quer über das Gletschervorfeld zieht. Aus dem Vergleich mit den verschiedenen Kartenausgaben kann dieser Moränenwall dem 1920er-Vorstoss zugeordnet werden.

Die spätglazialen Moränen sind in diesem sehr steilen und von riesigen Schutthaldeu umsäumten Talabschnitt sehr schlecht erhalten. Dazu kommt, dass im Bereich der zu erwartenden jüngsten spätglazialen Gletscherstände die geologischen Strukturen beinahe senkrecht stehen und somit an der Oberfläche überaus scharfe Moränenwälle vortäuschen. Eindeutige Moränen treten erst unterhalb Alp da Tisch auf.

Der vorderste und somit älteste Gletscherstand des Tisch-Gletschers zeichnet sich unmittelbar am Ausgang des Tales auf der linken Seite ab. Zwei endnahe Ufermoränen, die in ihrem Verlauf deutlich ins Albulatal einschwenken, zeigen, dass zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung sicher kein Kontakt mehr mit dem Albulagletscher bestanden hat. Nach der Trennung vom Albulaeis stiess also der Vadret da Tisch noch einmal bis über die Tal-mündung hinaus. Die zugehörige SG-Depression beträgt 554 Meter und weist diesen Gletscherstand eindeutig einem Vorstoss erst nach dem Gschnitz-Maximalstand zu. Dieses Ergebnis verträgt sich durchaus mit der Lage des Gschnitz-Stadiums unterhalb des Bergünstein. Dieser neuerliche Vorstoss des Vadret da Tisch stellt also eine eigene, erst nach dem Zurückweichen des Albulagletschers aus dem Becken von Bergün erfolgte Vorstossperiode dar. Sie dürfte mit dem Gschnitz-Stadium noch eng verwandt sein und sich auch zeitlich nur wenig von diesem unterscheiden. Ähnliche Stände zeichneten sich noch in der Val Spadlatscha (Kap. E 4.) und im Leidsbachtal (Kap. C 4.) ab.

Ein nächster, rund 1,5 km weiter taleinwärts und auf rund 1600 m gelegener Gletscherstand ergab eine SG-Depression von 406 Metern und entspricht dem Clavadel-Stadium.

Das Daun-Stadium zeichnet sich auf 1760 m ab und wird auf der rechten Talseite durch eine Ufermoräne markiert. Ein morphologischer Vergleich dieser Daun-Moränen etwa mit jüngeren Egesen-Moränen ist in diesem Abschnitt nicht möglich, denn es fehlen Moränen, die sich von den steilstehenden geologischen Strukturen klar unterscheiden lassen. Das Gletscherende der egesen-äquivalenten Vorstösse kann aber ungefähr auf 2100 m vermutet werden.

<u>STAND</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Stand 1760	2311	2636	325	DAUN
Stand 1600	2230	2636	406	CLAVADEL
Stand 1400	2982	2636	554	Stand Val Tisch

Tab. 27 Schneegrenzwerte in der Val Tisch

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

8. VAL MULIX UND VAL TSCHITTA (vgl. Karte 14)

Val Mulix und Val Tschitta münden vereinigt bei Naz unterhalb Preda ins Albulatal und liegen im Bereich der Err-Decke (vgl. H.P. CORNELIUS, 1951). In den verwinkelten Karabschnitten bestehen heute noch einige kleinere Gletscher, deren bedeutendster unterhalb des Piz Laviner (3137 m) liegt. Zur Zeit des Hochstandes in der Mitte des letzten Jahrhunderts existierten noch acht Gletscherchen, deren Moränen und Vorfelder zum Teil auf aktiven Blockgletschern liegen. Diese sind vor allem in der Val Tschitta ausserordentlich mächtig ausgebildet und überschütten an ihren hohen und steilen Frontpartien den alpinen Rasen.

Der Gletscher unterhalb des Piz Laviner wies als einziger um 1850 eine deutlich ausgeprägte Zunge auf, die bis auf etwa 2480 m herunterreichte. Ausserhalb des neuzeitlichen Gletscher-vorfeldes lässt sich ein älterer, aufgrund seines schon fortgeschrittenen Bewachungsgrades wahrscheinlich vorneuzeitlicher Ufermoränenwall lokalisieren. Er liegt rund 20 Meter vom 1850er-Gletscherende entfernt und ist im gesamten Arbeitsgebiet der einzige Hinweis für einen postglazialen Vorstoss, der die Grössenordnung der neuzeitlichen Moränen überschritten hat. Eine Datierung war aber nicht möglich.

Beide Täler sind sehr reich an spätglazialen Moränenwällen (vgl. H.P. CORNELIUS, 1951). Die ältesten Moränen lassen sich dabei am gemeinsamen Talausgang bei Las Mignaclas (Pt. 2136 m) feststellen. Aufgrund ihrer Höhenlage und ihres Verlaufes gehören sie dem gschnitz-äquivalenten Bergüner-Stadium an. Zu dieser Zeit war der Albulagletscher noch ein stark verzweigtes und von sämtlichen Seitentälern gespiesenes Gletschersystem. Während des nächstfolgenden abgrenzbaren Gletscherstandes des Mulix/Tschitta-Gletschers war es bereits in mehrere Einzelströme zerfallen. Die bei Naz feststellbaren, aus der Richtung Mulix bis auf den Talboden der Albula verlaufenden Moränenwälle zeigen nämlich an, dass der Albulagletscher sicher mit dem Mulix/Tschitta-Gletscher keinen Kontakt mehr hatte. Die SG-Depression die-

ses Standes ergab einen Wert von 345 Metern, so dass er dem Daun-Stadium zugeordnet werden kann. Dieser Befund deckt sich gut mit der Gliederung der Albulagletscher-Stände, wo das Daun-Stadium hinter Preda beim Palpuognasee festgelegt werden konnte (vgl. Kap. E 12.2.).

Die Datierung eines Moores, das in einer Mulde auf der rechten Seite des Albulatales unterhalb Pt. 1850 liegt, ergab an der Basis in 4 Meter Tiefe ein Alter von 9005 ± 180 Jahren vor heute. Da das Moor ausserhalb des rekonstruierten Daun-Stadiums liegt und somit ein Mindestalter für den gschnitz-äquivalenten Bergüner-Stand darstellt, ist das ^{14}C -Alter dieser Probe viel zu jung.

Die hinter dem Daun-Stadium weiter oben einsetzenden Moränenwälle zeigen bereits eine vollständige Trennung von Mulix- und Tschitta-Gletscher an. Diese Moränen sind überaus deutlich und formfrisch ausgeprägt und zeigen mehrere ineinandergestaffelte Phasen. Die SG-Depressionswerte betragen für den Mulix-Gletscher 229 und für die entsprechende Endlage des Tschitta-Gletschers 219 Meter, so dass sie dem Egesen-Maximalstadium zugeordnet werden können.

Innerhalb dieser Egesen-Maximalausdehnung ist im Bereich des Tschitta-Gletschers noch eine ganze Reihe weiterer, vor allem blockreicher Moränenwälle vorhanden. Sie lassen sich bis zu den steilen Blockgletscherfronten verfolgen, wo sie von diesen sogar überschüttet werden. Da diese mächtigen Schuttkörper die Topographie des ehemaligen Gletscherbettes weitgehend verhüllen, wurde auf eine Schneegrenzberechnung dieser inneren Egesen-Stände verzichtet.

Im Bereich des spätglazialen Mulix-Gletschers kann die Trennung in eine zweite Egesen-Phase viel eindeutiger durchgeführt werden. Der entsprechende Endmoränenwall liegt auf knapp 2200 m, ist formfrisch und im Vergleich zu den Moränen des Egesen-Hauptstadiums sehr blockreich ausgebildet (vgl. Abb. 18). Die zu diesem Stand gehörenden, auf der linken Talseite unterhalb der Felsstufe einsetzenden Ufermoränen sind ebenfalls von grobem Blockwerk hinterfüllt. Daraus kann auf eine verstärkte Felsbruch- und Steinschlagstätigkeit zur Zeit dieses Vorstosses geschlossen werden. Die SG-Depression dieses Standes beträgt 125 Meter, womit er dem auch in anderen Gebieten festgestellten Bocktentälli-vorstoss (E II) gleichgesetzt werden kann. Eine Gegenüberstellung zu einem allenfalls vorhandenen Kromer-Stand ist leider nicht möglich, da sich im Bereich der vermuteten Kromer-Endlage eine über 100 Meter hohe Steilstufe befindet. Deshalb sind bis zu den postglazialen Ablagerungen keine weiteren Moränen erhalten geblieben.

<u>STAND</u>	<u>H</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Stand Naz	ca. 1680	2381	2726	345	DAUN
<u>Tschitta:</u>					
Stand E	2250	2511	2730	219	EGESEN I
<u>Mulix:</u>					
Stand Mulix E	1950	2499	2730	231	EGESEN I
Stand Mulix E II	2110	2605	2730	125	EGESEN II

Tab. 28

H = Höhe der Gletscherzunge, GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

Eine morphologisch interessante Situation lässt sich im Bereich der Alp Mulix feststellen (vgl. Abb. 17). Sehr deutlich zeichnen sich hier auf der rechten Talseite die markante Ufermoräne des Egesen-Hauptstadiums (E I) sowie ein Moränenrest des Daun-Stadiums (D) ab. Eine offenbar durch den Egesen-Moränenwall am Eisrand gestaute Schuttmasse hat nach dem Abschmelzen des Egesen-Hauptgletschers dessen Ufermoräne durchbrochen und sich blockgletscherartig in das nun eisfrei gewordene Zungenbecken ergossen. Die Hauptphase dieser Blockgletscherbewegung erfolgte also sicher erst nach dem Egesen-Maximalvorstoss und dürfte zur Zeit der zweiten Vorstossphase E II, dessen Endmoräne nur wenige Meter davon entfernt liegt, wahrscheinlich die grösste Aktivität erlangt haben. Da die Ufermoränen des E I-Vorstosses des Mulix-Gletschers, abgesehen von der späteren Durchbruchsstelle, noch vollständig erhalten ist, dürfte die Schuttfuhr dieses Blockgletschers von der nur noch bruchstückhaft erkennbaren Daun-Moräne erfolgt sein. Diese wurde offenbar zur Zeit des Egesen-Stadiums zerstört, kam ins Rutschen und sammelte sich hinter der E I-Ufermoräne an. Veranschlagt man für die Bewegungsgeschwindigkeit dieses Blockgletschers nun rund 1m/Jahr (vgl. Zusammenstellung in H. KERSCHNER, 1976, Tab. 9), so ergibt sich für den nahezu 700 Meter langen Blockgletscher ein Bildungs- und Aktivitätsalter von ungefähr 700 Jahren.

Damit kann gezeigt werden, dass die eindeutig erst nach dem Abschluss der Egesen-Hauptphase erfolgte Blockgletscherbewegung, die zeitlich somit etwa in der Mitte der Jüngerer Dryas anzusetzen ist, bis zur Inaktivwerdung mindestens bis ins frühe Postglazial andauerte. Der Abschluss der Blockgletscheraktivität dürfte dann mit der raschen Erwärmung zu Beginn des Postglazials zusammenhängen, die auch bewirkte, dass die Gletscher spätestens um 9500 Jahre vor heute auf ungefähr neuzeitliche Grössenordnung abgeschmolzen waren (vgl. G. PATZELT, 1973a).

GLETSCHERSTÄNDE IM GEBIET MULIX UND TSCHITTA



LEGENDE :

- Moränenwall
- Blockgletscher aktiv
- Blockgletscher fossil
- Schutthalde
- Blockgirlande „Larstig“
- Berggipfel -grat
- Bach, See

GLIEDERUNG :

- G** GSCHNITZ
- D** DAUN
- E_I** EGESSEN Maximalstand
- E_{II}** Bockentalistand
- 1850** HOCHSTAND um 1850
- GLETSCHER heute
- MOOR PREDA
9005 ± 180 Y BP



KARTE 14



Abb. 17 Situation in der Val Mulix

Schuttmassen, die zur Zeit des Egesen-Maximalstandes (E I) hinter der mächtigen Ufermoräne gestaut wurden, haben sich nach dem Zurückschmelzen des Mulix-Gletschers in das ehemalige, nun eisfreie Zungenbecken ergossen und bilden heute einen rund 700 Meter langen fossilen Blockgletscher. Die Schutttzufuhr erfolgte zu einem grossen Teil von der weitgehend zerstörten Daun-Moräne (D). An dieser Stelle kann gezeigt werden, dass die Hauptphase der Blockgletscheraktivität erst n a c h dem Egesen-Maximalstand erfolgt ist.



Abb. 18 Die sehr blockreichen Moränenwälle des E II-Vorstosses

9. VAL ZAVRETTA (vgl. Karte im Anhang)

Die Val Zavretta und das kleine Seitenkar der Val dla Crusch liegen ganz in den Sedimentgesteinen der Ela-Decke und münden bei Preda ins Albulatal. Im obersten Abschnitt der Val dla Crusch bestand nach den Messtischblattangaben von A. GLANZMANN (1948) ein winziger Gletscher, dessen GWL sich auf 2830 m berechnet.

Spätglaziale Moränen treten bei der Alp Zavretta (2271 m) in Erscheinung. Es handelt sich dort um einen auf der rechten Talseite erhaltenen Endmoränenbogen. Weiter talabwärts lassen sich endnahe Ufermoränen auf der linken Talschulter erkennen, die ein Gletscherende auf rund 2060 m andeuten. Sie sind weit weniger gut erhalten als die weiter oben liegenden Moränen. Der obere Stand weist bei einer GWL von 2595 m eine SG-Depression von 235 Metern auf und entspricht damit dem Egesen-Stadium. Der untere Stand mit einer GWL von 2525 m und einer SG-Depression von 305 Metern ist dem Daun-Stadium äquivalent.

10. MURTEL SALAMUN (Karte Nr. 15)

Das Murtel Salamun befindet sich unterhalb des Berggipfels La Piramida (2963 m) und weist heute noch einen kleinen, als Firn-

fleck zu bezeichnenden Gletscher auf. Der Stand von 1850 ist als mächtige Moränenhalde sehr prägnant; seine GWL liegt auf 2729 m.

Der erste spätglaziale Gletscherstand klar ausserhalb der neuzeitlichen Moränenablagerungen zeichnet sich beim Lai Alv durch eine überaus formfrische und grobblockige endnahe Ufermoräne aus. Die SG-Depression von 127 Metern entspricht auch hier einmal mehr dem Bocktentällistand (E II).

Die Hauptphase des Egesen-Stadiums lässt sich östlich des Lai Alv in zwei Moränenansätzen erkennen; das eigentliche Gletscherende lag aber zu jener Zeit sicher unterhalb der Felsstufe und kann nicht mehr genau lokalisiert werden. Mit 164 Metern ist die SG-Depression vielleicht etwas zu niedrig ausgefallen. Dies ist aber eher auf die Unsicherheiten bei der Abgrenzung des Zungenbereiches zurückzuführen, als dass sie eine hinter dem Egesen-Maximalstand liegende Vorstossphase anzeigen würde.

Die Situation während des Daun-Stadiums ist mangels erhaltener Moränenansätze weitgehend unklar. Aus der allgemeinen Situation kann man aber annehmen, dass zu dieser Zeit der Salamun-Gletscher etwa oberhalb des Palpuognasees lag und dort möglicherweise mit dem dort liegenden Albulagletscher in Berührung stand.

Die Schneegrenzberechnungen ergaben folgende Werte:

<u>STAND</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP</u>	<u>GLIEDERUNG</u>
Hochstand 1850	2729			
Stand Salamun	2565	2729	164	EGESEN I (?)
Stand Lai Alv	2602	2729	127	EGESEN II

Tab. 29 Schneegrenzwerte in Murtel Salamun

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, alle Angaben in m

11. DAS ALBULAPASSGEBIET (vgl. Karte im Anhang)

Der 2312 m hoch gelegene Albulapass verbindet das Rhein- mit dem Inngebiet und liegt tektonisch im Grenzbereich zwischen der Ela- und der südlich daran anschliessenden Err-Decke. Die Geologie der Passfurche haben H. EGGENBERGER (1925), H.P. CORNELIUS (1951) und H. HEIERLI (1955) untersucht.

Die neuzeitliche Vergletscherung bestand aus mehreren kleinen Firnflecken in den winzigen Karen des im Süden der Passfurche

verlaufenden Gebirgszuges. Die zugehörigen Moränen sind nur undeutlich zu erkennen; sie gehen direkt in die Fliessformen und Wülste der sehr mächtigen aktiven Blockgletscher über. Die GWL des 1850er-Hochstandes lag im östlichsten Kar auf 2700 m.

Sehr auffallend sind dagegen die jüngsten spätglazialen Moränen. Sie bilden auf durchschnittlich 2400 m einen klaren, parallel zum Hangfuss verlaufenden und beinahe lückenlosen Saum (Abb. 19). Aufgrund der Moränensituation wies der damalige Gletscher eine rund 6 km lange hangparallele Front auf und hatte somit deutlich den Charakter einer Hangvereisung.

Die Schneegrenze lag zu dieser Zeit auf rund 2500 m; mit einer SG-Depression von rund 200 Metern kann dieser Gletscherstand dem Egesen-Stadium zugewiesen werden. Im Westen der Passhöhe reichte der Gletscher, durch die Talenge der Val del Diavel kanalisiert, bis an den Rand der Ebene Igls Plans, wo er ebenfalls sehr deutliche Moränen ablagerter (vgl. Abb. 21).

Innerhalb der egesen-äquivalenten Vergletscherung zeichnet sich in der Val del Diavel eine interessante Situation ab (Abb. 20): Auf dem Rücken eines fossilen Blockgletschers, dessen Stirn nur knapp hinter den Egesen-Endmoränen liegt, lagern jüngere Schuttformen, zum Teil mit moränen-, dann wieder mit blockgletscherartigem Charakter. Als der ältere, dem ausgehenden Spätglazial zuzuweisende Blockgletscher bereits fossil war, kam es im Postglazial zu einer neuen, den spätglazialen Blockgletscher diskordant überlagernden Schuttbewegung. Dabei fällt auf, dass die Schuttformen gesamthaft gesehen im Gegensatz zu den oberhalb anschliessenden Steinschlaghalden aus eher grobblockigem Material bestehen. Schon H.P. CORNELIUS (1951, Bd. III, S. 7) bemerkte, dass es sich bei diesem "Blockfeld" kaum um Lawinenmoränen handeln könne. Er schloss daraus, dass diese aus Granitblöcken bestehenden Formen durch einen Gletscher geschaffen wurden, der auf der Nordseite des Piz Dschimels den Charakter einer Hangverfirnung hatte. Auch H. JAECKLI (1957, S. 46) bezeichnet diese Formen als die am schönsten ausgebildeten "Blockgirlanden".

Im Postglazial kam es also an diesem nordexponierten Hang zu einer lokalen, möglicherweise nur kurz andauernden Hangvergletscherung, die aber nicht mehr das Ausmass der egesen-zeitlichen Vorstösse erreichte. Gleichzeitig fand offenbar eine intensive Felsbruch- und Steinschlagstätigkeit statt. Nach der Ansicht von Dr. W. HAEBERLI (pers. Mittlg.) können die vereinzelt recht grossen Schuttwülste aufgestaucht worden sein, indem der Gletscher in gefrorenes Schuttmaterial gefahren ist und es so deformiert hat. Die girlandenartig verbogenen Formen wären dann als "push-moraines" zu bezeichnen (vgl. W. HAEBERLI, 1979).

Aufgrund dieser verschiedenartigen Vorgänge, in Zusammenhang mit einer kurz wirksamen Vergletscherung und mit Permafrostvorgängen, kann man die Schuttbildungen gut mit den von H. HEUBERGER (1966) erstmals beschriebenen "Larstig-Formen" vergleichen. Anlässlich einer Diskussion konnte mir Prof. HEUBERGER dies auch

bestätigen. Bemerkenswert und zugleich typisch ist, dass diese lokale Vergletscherung an einer Stelle erfolgte, wo keine neuzeitliche Gletscherbildung nachzuweisen ist - diese spielte sich einige 100 Meter höher ab. Die Vorgänge, die diese Schuttwülste geschaffen haben, sind somit das Ergebnis eines zwar kurzen, aber umso heftiger wirksamen klimatischen Rückschlages. Zeitlich konnte die Larstig-Schwankung aber noch nirgends absolut fixiert werden. Vorläufig wird sie mit der Frosnitz-Schwankung parallelisiert (vgl. G. PATZELT, 1977). Im Pollendiagramm Crap-Alv (vgl. Kap. E 12.5.) konnte dazu ein möglicher, wenn auch vager Hinweis gefunden werden.

Während der Daun-Vergletscherung bestanden zwei Gletscherzungen, die auf beiden Seiten des Albulapasses ihre Moränen hinterliessen. Auf der Westseite der Passhöhe können sie beim Palpuognasee, auf der Ostseite bei der Alp Proliebas, lokalisiert werden (vgl. Kap. E 12.2.). Die damalige Schneegrenze ist nicht einfach zu bestimmen, denn abgesehen von den Endmoränen sind keine weiteren Wälle als Anhaltspunkte zu finden. Sie müssen alle unter den riesigen Schutthalden begraben sein, die sich fast lückenlos wie ein Mantel um die Gipfel nördlich der Passstrasse gelegt haben. Eine Abschätzung zeigt, dass eine mittlere Schneegrenzhöhe von rund 2400 m ausgereicht haben dürfte, um die erwähnten Endlagen beim Palpuognasee und auf Alp Proliebas zu erreichen. Dies entspricht einer SG-Depression von 300 Metern.

Wann die Engadiner-Haupttransfluenz aufhörte, ist nicht genau festzustellen - sicher aber, bevor die oberhalb La Punt auf der linken Talseite in Richtung Engadin weisende Ufermoräne abgelagert wurde. Sie zeigt nämlich an, dass der Albulagletscher zu dieser Zeit bereits wieder als selbständiger Eisstrom dem Engadin-Gletscher zufloss, der gerade ungefähr bei Cinuoschel endete. Zeitlich konnte dieser Gletscherstand einer zwischen dem Gschnitz- und dem Daun-Stadium liegenden Vorstossphase zugewiesen werden (vgl. Kap. D 9.). Der Albulagletscher stellte also spätestens zu dieser Zeit ein auf beide Passseiten abfließendes Gletschersystem dar.



Abb. 19 Die Egesen-Moränen auf dem Albulapass

Sie bilden eine beinahe geschlossene, hangparallele Front. Diese Anordnung zeigt, dass der von rechts kommende Gletscher damals den Charakter einer Hangvereisung hatte.



Abb. 20 "Larstig-Schuttbildungen" in der Val digl Diavel

12. DAS MOORPROFIL CRAP ALV

12.1. Uebersicht

Das untersuchte Moor befindet sich auf der Westseite des Albulapasses am Rande der Ebene "Igls Plans" oberhalb der Lokalität "Crap Alv". Es liegt rund 20 Meter gegenüber der Ebene erhöht, inmitten mehrerer Rundhöcker und weist eine ideal geschützte Lage auf (vgl. Abb. 21). Die Höhe der Bohrstelle war 2045 m ü.M. (Koord. 780 970/161 380).

Die Rundhöcker bestehen aus Graniten der Err-Decke und gehören zu der grossen, unterhalb der ehemaligen Transfluenz von der Val Bever ins Albulatal ausgebildeten Rundhöckerlandschaft, die in ihrer prächtigen Ausbildung nach H.P. CORNELIUS (1951, Bd. III S. 11) "den Vergleich mit den berühmtesten ihrer Art (Grimsel usw.) nicht zu scheuen braucht." Das Becken von Igls Plans und der rund 100 Meter tiefer gelegene Palpuognasee liegen bereits in der Rauhwackenzone. Für deren Eintiefung können einerseits die Auslaugung und andererseits auch die Gletscherwirkung verantwortlich gemacht werden (H.P. CORNELIUS, 1951, S. 67).

Die heute weitgehend drainierte und viehwirtschaftlich genutzte Ebene Igls Plans war in historischer Zeit nachweisbar von einem See eingenommen (vgl. G. CLOETTA, 1978). Auch H.C. ESCHER VON DER LINTH hat auf einer seiner Reisen anfangs des letzten Jahrhunderts das Gebiet um Crap Alv gezeichnet. Das auf den 6. Juli 1806 datierte Aquarell zeigt deutlich, dass die vor dem damaligen Wirtshaus Crap Alv gelegene Senke von einem grösseren See eingenommen war (vgl. Bildband DAS BESTE, 1974, Bild Nr. 43). Nach den Nachforschungen von G. CLOETTA (1978) wurde das Gebiet um 1860, als der See vorübergehend verschwunden war, für die Ziegelherstellung als Torf- und Tonlager genutzt. Ein paar Jahre später wollte der damalige Wirt den einstigen See Crap Alv für seine Forellenzucht wieder erstehen lassen und schüttete zu diesem Zweck, ohne Fachkenntnisse, einen Erddamm auf. Nach 2½ Tagen, als das Seebecken voll war, barst am 21. September 1878 plötzlich der Damm, und rund 4 Millionen Hektoliter Wasser ergossen sich ins Albulatal und richteten dort grosse Verwüstungen an (F. VON SALIS, 1879, G. CLOETTA, 1978).

12.2. Die Lage des Moores innerhalb der Gletscherstände

(vgl. Karte 15)

Die zum Egesen-Stadium gehörigen Moränenwälle des Albulagletschers konnten am obersten Ende der Ebene lokalisiert werden (vgl. Abb. 21). Diese Wälle stellen die vordersten Ausläufer der Egesen-Vergletscherung dar, die in breiter Front als Hang- oder Flankenvereisung in das Passgebiet vorgestossen war und

einen ziemlich parallel zu diesem Gebirgszug verlaufenden Moränensaum ausgebildet hat (vgl. Abb. 19). Westlich der Passhöhe wurden die Eismassen in der Val del Diavel kanalisiert, so dass sie bis an den Rand des Beckens vorstießen und dort die oben erwähnten Moränenwälle ablagerten. Unmittelbar innerhalb dieser Endmoränen zeichnet sich ein überaus mächtiger fossiler Blockgletscher ab, der demnach bestimmt jünger ist als der Egesen-Maximalstand. Er dürfte mit der auch an vielen anderen Orten festgestellten, meist unmittelbar nach dem Egesenhauptvorstoss verstärkten einsetzenden Blockgletschertätigkeit zu parallelisieren sein. Damit reichen die aktivsten Bewegungsphasen dieses Blockgletschers noch bis ins Spätglazial zurück. Auf dem Rücken dieses Blockgletschers kam es dann zu einem späteren Zeitpunkt zur Ausbildung zahlreicher larstig-ähnlicher Schuttformen (vgl. Kap. E 11.).

Die nächsten unterhalb der Profilstelle des untersuchten Moores gelegenen Moränen lassen sich am westlichen Ende des Palpuognasees lokalisieren, wo ein kleines, aus Lockermaterial bestehendes Wallstück ein Gletscherende markiert; dieser Stand dürfte der von R. HANTKE (1980, S. 289) erwähnten Endlage entsprechen. Weitere wallartige Formen treten auf der Nordseite des Palpuognabeckens auf, die aber eher als Felsrippen anzusprechen sind.

Da es für die gletschergeschichtliche Interpretation des Moorprofils Crap Alv von entscheidender Bedeutung war, die glazialmorphologischen Verhältnisse so einwandfrei wie möglich abzuklären, wurde der Aufbau einiger Wallformen mit der Hammer-schlagseismik untersucht. Denn gerade im Bereich zwischen Crap Alv und dem Palpuognasee bestand der Verdacht, einige der sichtbaren Wallformen in diesem tektonisch steilgestellten Gebiet könnten aufragende Schichtflächen sein. Zur Abklärung wurden daher mehrere Profile geschlagen, um aufgrund der ermittelten seismischen Wellengeschwindigkeiten Felskörper auszuscheiden.

Nur ein einziger Wall konnte auf diese Weise sicher als Moräne bestimmt werden. Er liegt unterhalb Crap Alv auf der linken Bachseite und reicht bis fast an den Palpuognasee hinunter. Sein Untergrund besteht zwar aus einem Felskern, die obersten 6,5 Meter jedoch ohne Zweifel aus Lockermaterial. Gerade etwa um diesen Betrag reicht der untersuchte Wall höher als seine Umgebung. Er darf deshalb als eine dem Felsuntergrund direkt aufgelagerte endnahe Ufermoräne gelten, die ein Gletscherende oberhalb des Sees markiert.

Unterhalb der Bohrstelle lassen sich somit zwei verschiedene Stände (D I und D II) des Albulagletschers nachweisen. Aufgrund ihrer relativen Lage zu den weiter oben liegenden Egesen-Moränen und ihres nur undeutlichen weiteren Verlaufes liegt die Zuordnung ins Daun-Stadium auf der Hand. Eine SG-Bestimmung mit der 2:1-Methode war nicht möglich, da zu dieser Zeit im Gebiet des Albulapasses eine kaum mit der notwendigen Genauigkeit rekonstruierbare Vergletscherung bestand. Da aber die GWL der Egesen-Vergletscherung mit einer Depression von rund 200 m ge-

SITUATION POLLENDIAGRAMM CRAP ALV

7°9
— — — '63
Moor
PREDA

PREDÄ

D

igl
Compass

CRAP ALV

Palpuogna -
Seg

VAL MULIX

DII

Moor
RAP
ALV

EI

igl's
plans

Val d'igi
Moor

2100

2300

2500

2700

2900

3100

3300

3500

3700

3900

4100

4300

4500

4700

4900

5100

5300

5500

5700

5900

6100

6300

6500

6700

6900

7100

7300

7500

7700

7900

8100

8300

8500

8700

8900

9100

9300

9500

9700

9900

10100

10300

10500

10700

10900

11100

11300

11500

11700

11900

12100

12300

12500

12700

12900

13100

13300

13500

13700

13900

14100

14300

14500

14700

14900

15100

15300

15500

15700

15900

16100

16300

16500

16700

16900

17100

17300

17500

17700

17900

18100

18300

18500

18700

18900

19100

19300

19500

19700

19900

20100

20300

20500

20700

20900

21100

21300

21500

21700

21900

22100

22300

22500

22700

22900

23100

23300

23500

23700

23900

24100

24300

24500

24700

24900

25100

25300

25500

25700

25900

26100

26300

26500

26700

26900

27100

27300

27500

27700

27900

28100

28300

28500

28700

28900

29100

29300

29500

29700

29900

30100

30300

30500

30700

30900

31100

31300

31500

31700

31900

32100

32300

32500

32700

32900

33100

33300

33500

33700

33900

34100

34300

34500

34700

34900

35100

35300

35500

35700

35900

36100

36300

36500

36700

36900

37100

37300

37500

37700

37900

38100

38300

38500

38700

38900

39100

39300

39500

39700

39900

40100

40300

40500

40700

40900

41100

41300

41500

41700

41900

42100

42300

42500

42700

42900

43100

43300

43500

43700

43900

44100

44300

44500

44700

44900

45100

45300

45500

45700

45900

46100

46300

46500

46700

46900

47100

47300

47500

47700

47900

48100

48300

48500

48700

48900

49100

49300

49500

49700

49900

50100

50300

50500

50700

50900

51100

51300

51500

51700

51900

52100

52300

52500

52700

52900

53100

53300

53500

53700

53900

54100

54300

54500

54700

54900

55100

55300

55500

55700

55900

56100

56300

56500

56700

56900

57100

57300

57500

57700

57900

58100

58300



Abb. 21 Blick nach Westen auf die Profilstelle "Crap Alv" und die Ebene "Igls Plans"

Im Vordergrund sind die Endmoränen des egesen-äquivalenten Albulagletschers zu erkennen. Weiss gestrichelt ist diejenige Ausdehnung des Albulagletschers eingezeichnet, die für die Einschwemmung der untersten Profilabschnitte aufgrund der topographischen Situation angenommen werden muss.

genüber 1850 einigermaßen plausibel berechnet werden konnte, wurde in diesem Fall die Abschätzung der Schneegrenzdepression mit der einfacher anzuwendenden d/2-Methode vorgenommen.

Der halbe Vertikalabstand zwischen dem auf 1915 m gelegenen Palpuogna-Stand und dem bei 2040 m stirnenden egesen-äquivalenten Igls Plans-Stand beträgt demnach rund 60 Meter und ist damit für eine eindeutige Gliederung genügend gross. Somit weist der Stand Palpuogna eine SG-Depression von insgesamt rund 260 Metern auf und kann demnach mit grösster Wahrscheinlichkeit dem Daun-Stadium zugewiesen werden.

Das Moorprofil Crap Alv liegt bezüglich des Standes D I sicher und im Falle des Standes D II sehr wahrscheinlich noch intramoran. Die chronostratigraphischen Hinweise in den untersten Diagrammabschnitten des Pollenprofiles Crap Alv sind folglich als Mindestalter für den Palpuognastand zu werten.

Zur Zeit des daun-äquivalenten Palpuognastandes, als die Schneegrenze auf rund 2440 m lag, bestand im Murtel ebenfalls ein Gletscher. Aufgrund der topographischen Verhältnisse kann er den Albulagletscher aber erst im Gebiet des Palpuognasees erreicht haben und hatte somit keinen direkten Einfluss auf die Profilstelle im Moor.

Bei dieser Höhenlage der Schneegrenze dürfte es im Murtel digl Crap Alv gerade nicht mehr zu einer Gletscherbildung gereicht haben; eine Beeinflussung auch aus diesem Gebiet kann somit ausgeschlossen werden.

12.3. Die Probenentnahme

Um Material für eine ^{14}C -Datierung der Moorbasis zu gewinnen, wurden Proben mit einer Dachnowsky-Sonde entnommen. In 480 cm Tiefe, am Uebergang zwischen Ton und Gyttja, beträgt das ^{14}C -Alter 9660 ± 145 BP (UZ-223).

Eine pollenanalytisch untersuchte Probe desselben Abschnittes datiert K. GRAF auf 9500 - 10'000 Jahre vor heute. Das hohe Alter und die Uebereinstimmung schien eine detaillierte Bearbeitung des Profils zu lohnen. Da sich C. BURGA bereit erklärte, das Moor Crap Alv pollenanalytisch auszuwerten, wurde im Spätsommer 1979 mit dem Geonor-Bohrgerät eine durchgehende Torfsäule entnommen; aus technischen Gründen konnte aber der unterste Abschnitt (480-515 cm) erst ein halbes Jahr später mit der Dachnowsky-Sonde geborgen werden. Nach der Auswertung war dieser unterste Teil jedoch problemlos an das obere Profilstück anzuschliessen.

12.4. Das Pollendiagramm Crap Alv, 2045 m (von C.A. BURGA)

(vgl. Diagramm im Anhang)

12.4.1. Zur Vegetation des Moores

Das Moor von Crap Alv liegt eingebettet zwischen Silikatrundhöckern und befindet sich im obersten Ausläufer des geschlossenen subalpinen Lärchen-Arvenwaldes auf der Westseite des Albulapasses, wo reichlich *Pinus Mugo* ssp. *arborea* beigemischt ist.

An der Bohrstelle wurden am 18.6.80 folgende Arten notiert:

- 90 % *Trichophorum caespitosum*
- 10 % Uebrige: *Carex rostrata*, *C. fusca*, *Eriophorum vaginatum*,
Potentilla erecta, *Homogyne alpina*

Im Umkreis von etwa 5 m kommen dazu:

Bülten von *Sphagnum acutifolium*, *S. rubellum*, *S. compactum*,
S. fuscum.

Zwergsträucher: *Calluna vulgaris*, *Vaccinium Vitis-idaea*, *V. uliginosum*, *V. Myrtillus*, *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum*, *Juniperus communis* ssp. *nana*, *Loiseleuria procumbens* mit Flechten vergesellschaftet (*Cladonia rangiferina*, *C. sylvatica*, *Cetraria islandica* u.a.).

Laubmoose: u.a. *Polytrichum commune*, *Hylocomium splendens*, *Aulacomnium palustre*.

An trockeneren Stellen geht das Caricetum fuscae über in die Subass. trichophoretosum. Die wenigen Stellen mit noch offenem Wasser werden von Carex rostrata-Beständen eingenommen. Hier und da ist an trockenen Stellen im Moor Aufwuchs von *Pinus Mugo* und *Pinus Cembra* anzutreffen. Die das Moor begrenzenden Gneis-Rundhöcker sind zu 75% von *Pinus Mugo* ssp. *arborea* und zu etwa 25% durch *Pinus Cembra* mit Zwergstrauchunterwuchs von *Rhododendron ferrugineum*, *Vaccinium Myrtillus* und *Vaccinium uliginosum* bestockt.

12.4.2. Stratigraphie

- | | |
|--------------|---|
| 140 - 180 cm | Sphagnum-Torf mit Cyperaceae-Fasern |
| 180 - 290 cm | Cyperaceae-Torf, mit Sphagnum-Torf, stellenweise etwas Braunmoose |
| 290 - 310 cm | Cyperaceae-Torf, mit wenig Laubmoosen |
| 310 - 330 cm | Cyperaceae-Torf mit reichlich Sphagnum- und |

Braunmoostorf

- 330 - 427 cm Cyperaceae-Torf, stellenweise mit Holz- und Rindenstücken
427 - 465 cm Stark zersetzter Cyperaceae-Torf
465 - 475 cm Gyttja, dunkeloliv
475 - 485 cm Tongyttja
485 - 512 cm Ton, grau, siltig
512 - 515 cm Sand

12.4.3. Diagrammabschnitte im Ueberblick

- DA 1 Pinus-Gramineae-Artemisia-Betula-Phase (mit Hippophaë und Juniperus)
- DA 2 Krautreiche Pinus-Gramineae-Artemisia-Betula-Ephedra-Phase (mit Hippophaë und Juniperus)
- DA 3 Pinus-Betula-Phase, reich an Gramineae und Rumex/Oxyria-Typ, Anstieg von Corylus, EMW, Pinus Cembra und Larix, wenig später der Ericaceae; erste Pinus-Stomata
- DA 4 Krautarme Pinus Cembra-Pinus silvestris/Mugo-Typ-Betula-EMW-Corylus-Phase mit Einwanderung von Picea, Abies und Ericaceae
- DA 5 Pinus Cembra-Pinus silvestris/Mugo-Typ-Picea-Betula-EMW-Ericaceae-Phase; erste Picea-Stomata
- DA 6 Krautreichere Pinus-Picea-Larix-Ericaceae-Phase mit Einwanderung von Alnus viridis und Fagus, am Ende des DA 6 erste Cerealia und Anstieg zum Pteridophyta-Maximum, etwas vermehrt Cyperaceae
- DA 7 Farnreiche Pinus-Alnus viridis-Picea-Larix-Ericaceae-Phase mit Cerealia; erstmals Castanea und Carpinus, viel Rosaceae

12.4.4. Vegetationsentwicklung

Das Profil beginnt in DA 1 mit einem hohen BP-Anteil von 75%. Der *Pinus silvestris*/M.-Typ, hier deutlich dominant, wird gefolgt von wesentlich geringeren *Pinus Cembra*- und *Betula*-Werten. Im Krautpollenanteil herrschen vor die Gramineae (im Mittel ca. 10%) und *Artemisia* (im Mittel ca. 5%), gefolgt von geringeren Prozentsätzen an *Ephedra*, *Chenopodiaceae*, *Rumex/Oxyria*-Typ, *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Umbelliferae*, *Compositae*, *Thalictrum*, *Cyperaceae*, *Pteridophyta*. Als Vertreter der STP konnten *Hippophaë* und *Juniperus* festgestellt werden. Trotz der hohen Pinusprozente kann wegen jeglichen Fehlens von *Pinus*-Grossresten nicht auf Anwesenheit von *Pinus silvestris*/*Mugo* geschlossen werden.

In DA 2 ändert sich das Bild ganz wesentlich: Die BP sinken auf ca. 40%, während die NBP markante Höchstwerte erreichen:

Artemisia 20%, Gramineae 16%, übrige Kräuter 14%. Unter diesen weisen einige Typen ihr absolutes Maximum auf: *Ephedra* 1%, *Chenopodiaceae* 2%, *Rumex/Oxyria*-Typ 2.1%, *Caryophyllaceae* 1.7%, *Umbelliferae* 1.4%, tubiflore *Compositae* 2.3%, *Thalictrum* 1.6%. Es entsteht der Eindruck, dass in DA 2 eine reiche Krautschicht sich entwickelt hat, was durch die kurzzeitige Zunahme der PF weiter bestätigt wird.

Das bisher tonig-siltige Sediment wechselt nun in rund 485 cm Tiefe zu Tongyttja. DA 3 ist wiederum durch hohe BP-Werte von max. 85% gekennzeichnet. Der *Pinus silvestris*/*Mugo*-Typ dominiert erneut mit etwa 65%, gefolgt von noch immer kleinen *Pinus Cembra*- und *Betula*-Werten. In 464 cm Tiefe konnten die ersten *Pinus*-Stomata-Funde gemacht werden. Damit dürften in DA 3 die ersten *Pinus*-Vorposten der Wiederbewaldung im Albulatal das Passgebiet erreicht haben. In der Krautschicht ist eine deutliche Verarmung festzustellen: *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae*, *Compositae*, *Thalictrum* sind allesamt im Rückgang. *Ephedra fragilis*- und *distachya*-Typ verschwinden schliesslich ganz. Mit dem Sedimentwechsel zu Gyttja in der zweiten Hälfte des DA 3 setzen die geschlossenen *Corylus*- und *Alnus glutinosa/incana*-Typ-Kurven ein. Die EMW-Komponenten, bereits seit DA 1 in geringen Werten vorhanden, erfahren ebenfalls ihren ersten Anstieg Ende DA 3.

Die *Pinus Cembra*-Werte, seit DA 3 im Zunehmen, gelangen in der zweiten Hälfte des DA 4 zu Maximalwerten von 48%. Dieser DA ist weiter gekennzeichnet durch die Einwanderungsphasen von *Picea*, *Abies*, *Larix* und den *Ericaceae*. *Corylus* und EMW weisen mit 5.1% bzw. 3.5% das absolute Maximum anfangs DA 4 auf. Synchron zum *Pinus*-Anstieg werden in nun aus stark zersetztem Torf bestehenden Sediment die *Pinus*-Stomata sowie die *Pinus*-Nadeln-Funde häufiger.

In 427 cm Tiefe wechselt das Sediment zu schwach zersetztem *Cyperaceae*-/Radizellen-Torf mit unterschiedlichen Beimengungen

an Braun- und Torfmoosen. Bei 410 cm fanden sich die ersten Zweigstücke zusammen mit den ersten *Picea*-Nadeln.

Anfangs DA 5 übersteigt *Picea* die 10%-Grenze, so dass mit ihrer Anwesenheit im Albulagebiet gerechnet werden darf. Während *Picea* und *Pinus Cembra* in DA 5 prosperieren, ist für *Larix* ein deutlicher, vielleicht konkurrenzbedingter Rückgang zu verzeichnen. Die Funde von Holz- und Rindenstücken mehren sich im Verlauf des DA 5, so besonders in 350 cm Tiefe.

DA 6 ist charakterisiert durch die Einwanderung von *Alnus viridis*, dem Beginn der geschlossenen *Fagus*-Kurve und der fortgesetzten *Picea*-Ausbreitung. Der Anteil des *Pinus Cembra*-Typs nimmt im Gegensatz dazu ab. So ist der Rückgang von 260-220 cm Tiefe besonders auffällig. Ist er konkurrenz- oder menschenbedingt? Die ersten *Cerealia*-Typ-Funde wurden bei 230 cm Tiefe gemacht. Die *Larix*- und *Ericaceae*-Kurven weisen beide eine steigende Tendenz auf, wobei die *Ericaceae* ihr erstes Maximum von nahezu 2% erreichen.

In DA 7 geht *Alnus viridis* zur Massenentfaltung über, während bei *Picea* und *Larix* (von 7.6% bis fast auf 0%) ein deutlicher Rückgang zu verzeichnen ist. Auch hier erhebt sich wieder die Frage, ob diese Abnahme anthropogen bedingt ist oder ob *Alnus viridis* die beiden Gehölzarten aus der Mooregend verdrängt hat. Insgesamt entsteht der Eindruck, dass in DA 7 zumindest lokal feuchtere Verhältnisse sich einstellen: Die *Rosaceae* und *Pteridophyta* erreichen hier ihre absoluten Maxima von 2.8% bzw. 29.2%.

Das Diagramm des basalen Ton-/Tongyttja-Abschnitts einer zweiten Bohrung im Moor von Crap Alv zeigt sehr ähnliche Kurvenverläufe und erlaubt eine analoge Einteilung in DA und dieselbe Interpretation.

12.4.5. Chronologische Einordnung

DA 2 stellt eine deutliche Zäsur im Fortgang der Vegetationsentwicklung dar. Die für die spätglaziale Steppen-/Park-Tundra typischen Vertreter, wie *Artemisia*, *Ephedra*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, tubiflore *Compositae* und *Thalictrum* zeigen in diesem DA eine bedeutende Repräsentanz. Im Vergleich mit zahlreichen andern Pollendiagrammen aus Graubünden (vgl. C. BURGA, 1980) und unter Beachtung des Radiokarbonalters von 9660 B.P. in 480-485 cm Tiefe dürfte die Zuordnung von DA 2 zur Jüngeren Dryas keine Schwierigkeiten bieten. In DA 1 liegt eine ausgeprägte BP-Phase mit derselben Krautpollengarnitur, welche allerdings hier schwächer vertreten ist als in DA 2, vor, wobei an eine Bewaldung mit *Pinus*-Arten in DA 1 wohl kaum zu rechnen ist in Anbetracht des Fehlens jeglicher entsprechenden Grossreste. Diese markante *Pinus*-Phase dem Alleröd zuzuordnen, liegt auf der Hand. In dieser Höhenlage des untersuch-

ten Moorprofilis (2045 m) ist nach den bisherigen Ergebnissen in Graubünden noch keine Wiederbewaldung zu erwarten (C. BURGA, 1980). Andererseits kann man sich berechtigt fragen, ob DA 2 mit der reichen Krautentwicklung nicht einen klimatisch besseren Zeitabschnitt darstellt. Dem kann aber entgegengehalten werden, dass dann eine grössere PF zu erwarten wäre, was aber nur für zwei Proben zutrifft. Die übrigen Spektren von DA 2 weisen im Vergleich zu DA 1 Werte in derselben Grössenordnung auf. Ferner ist es durchaus möglich, dass zur Zeit des Alleröd in 2000 m Höhe die Wiederbesiedlung des Geländes mit Pionierkräutern noch wenig weit fortgeschritten war. Diese hohen Pinusprozentanteile von DA 1 könnten also durchaus teilweise durch eine lückenhafte Vegetationsbedeckung zu erklären sein. Auf einen gewissen Fernfluganteil deuten auch die EMW-Werte in den beiden ersten Diagrammabschnitten, wobei zu erwähnen ist, dass diese Werte in DA 2 nicht zurückgehen, sondern noch eher etwas zunehmen. Genauere Anhaltspunkte zur klimatischen Deutung der DA 1 und 2 könnte vermutlich eine Polleninflux-Berechnung liefern, wobei aber noch in grösserer Tiefe Radiokarbondaten erforderlich wären, was aber infolge des tonig-siltigen Sediments im Moment nicht realisierbar ist. Die ganze weitere Entwicklung der Vegetation lässt aber bezüglich der zeitlichen Einstufung der DA 1 und 2 wohl kaum Zweifel offen, so dass DA 2 mit der Jüngeren Dryas, DA 1 mit dem Alleröd oder zumindest mit der Endphase desselben korreliert werden kann.

Die Pollenanalyse des basalen Ton-/Tongyttja-Abschnitts einer zweiten Bohrung im Moor von Crap Alv ergab dasselbe Resultat und erhärtet auf schöne Weise den in der ersten Bohrung gefundenen Kurvenverlauf. Der DA 3 kann im wesentlichen dem Präboreal zugeordnet werden. Hinweise hierfür liefert nebst dem Radiokarbon-Datum von 9660 B.P. die Wiederbewaldung mit Pinus (erste Stomata bei 464 cm, erste Nadeln bei 450 cm), der Anstieg der Thermophilen: Corylus, EMW, ferner das fast synchrone Ansteigen von Larix und der Ericaceae. Damit bestätigt sich wieder die mehrfach gemachte Feststellung, dass der Unterwuchs des zentralalpinen Lärchen-Arvenwaldes gleichzeitig mit den Nadelhölzern eingewandert ist (H. ZOLLER, 1960, C. BURGA, 1980). Das Boreal wird in DA 4 dokumentiert durch das erste (und hier einzige) relativ schwache Corylus-Maximum von 5.1%, durch die Entfaltung des EMW in tieferen Lagen des Albulatals, durch verstärktes Aufkommen von Pinus Cembra, Larix und Ericaceae und schliesslich gegen Ende des Boreals durch die synchrone Einwanderungsphase von Picea und Abies, was im benachbarten Val Bever U. GRONER und J. SUTER (1980), im nahen Oberhalbstein C. HEITZ (1975) und C. BURGA (1975) für das Hinterrheingebiet feststellen konnten. Die Grenze Boreal/Aelteres Atlantikum dürfte etwa bei 415 cm liegen, wo die Picea-Kurve noch nicht 10% erreicht hat. In der nicht weit gelegenen Val Bever konnte im Moor bei der Chamanna Jenatsch (2580 m) der Picea-Anstieg auf 10% etwas später nach 7810 B.P. datiert werden (U. GRONER und J. SUTER, 1980). Im weiteren Umkreis des Albulapasses wurde die Picea-Einwanderung wie folgt datiert: Sur 1780 m: 7500 B.P. (C. HEITZ, 1975), St. Moritz 1820 m: 6950 B.P. (H. KLEIBER,

1974), Maloja 1870 m: 7640 B.P. (H. KLEIBER, 1974), Faninpass 2100 m: 7200 B.P. (H.P. WEGMUELLER, 1976), Bernhardinpass 2010 m: 7600 B.P. (C. BURGA, 1980), Val Frisal 1880 m: 7500 B.P. (H. ZOLLER et al., 1966). Aelteres und Jüngerer Atlantikum, hier nicht voneinander abgrenzbar, stellen einen Zeitabschnitt mit Dominanz von *Pinus Cembra*, Ausbreitung von *Picea* und *Ericaceae* dar. *Picea* zeigt in ihrem Anstieg bei 390-340 cm Tiefe eine rückläufige Entwicklung. Dieses Phänomen konnte für das Aeltere Atlantikum bereits mehrfach in Graubünden festgelegt werden (C. BURGA, 1979). Handelt es sich hier um den Ausdruck der Misoxer-Schwankungen?

Die Grenze vom Atlantikum zum Subboreal lässt sich im Bereich 290-260 cm ziehen, wo die geschlossene Faguskurve einsetzt. Diese Grenzziehung stützt sich auf die allgemein bekannte Massenausbreitung von *Fagus* in Mitteleuropa während dem Subboreal (F. FIRBAS, 1949), dem radiokarbondatierten Fugusanstieg am Bernhardin (C. BURGA, 1980) und den Ergebnissen von H. ZOLLER und H. KLEIBER (1967) für die *Fagus*-Ausbreitung im Südtessin. Im ausklingenden Atlantikum ist die Einwanderungsphase von *Alnus viridis* zu beobachten, was in mehreren Bündner Mooren bereits festgestellt werden konnte (C. BURGA, 1980). Das benachbarte Moor der Chamanna Jenatsch (Val Bever) weist ebenfalls im Atlantikum schon beachtliche *Alnus viridis*-Werte bis zu 10% auf (U. GRONER und J. SUTER, 1980). Zur Zeit des Subboreals dürfte *Picea* wohl die grösste Höhengausdehnung im oberen Albulatal erlangt haben. Während *Picea* gegen Ende des Subboreals eine rückläufige Entwicklung zeigt, gelangt *Alnus viridis* erst im Aelteren Subatlantikum zur Massenentfaltung. Da zu diesem Zeitpunkt Kulturpollen (*Cerealia*-Typ, *Castanea*, *Plantago*-Arten) bereits auftreten, ist an eine anthropogene *Alnus viridis*-Ausbreitung zu denken. Die Grenze Subboreal/Aelteres Subatlantikum kann nur ungefähr gezogen werden. Als Anhaltspunkte können erste Funde von *Carpinus* und etwas später von *Castanea* dienen.

12.4.6. Zusammenfassung

Die pollenanalytische Untersuchung eines Bohrprofils vom Moor "Crap Alv" hat folgenden Verlauf der Vegetationsentwicklung ergeben:

- 1) Das Profil beginnt mit einer ausgesprochenen *Pinus*-Zeit (hier Fernflug), welche dem Alleröd-Interstadial oder zumindest dessen Endphase zugeordnet wird.
- 2) Danach folgt ein Zeitabschnitt mit starkem *Pinus*-Rückgang und reicher Entfaltung der Kräuter. Diese Phase wird mit der Jüngeren Dryas korreliert.
- 3) Dieser markante NBP-Abschnitt wird abgelöst von einer *Pinus*-Zeit, die ab 9660 B.P. einsetzt und somit ins Präboreal zu

stellen ist. Die ersten Pinus-Stomata treten im Corylus-Anstieg auf, so dass spätestens gegen Ende Präboreal/anfangs Boreal die Grenze der postglazialen Wiederbewaldung bis auf über 2000 m gerückt ist.

- 4) Das darauffolgende Boreal ist gekennzeichnet durch Ausbreitung von Pinus Cembra, Larix, Ericaceae, EMW, Corylus und der Einwanderungsphase von Abies und Picea.
- 5) Anfangs Atlantikum wandert Picea ins Untersuchungsgebiet ein. Pinus Cembra ist das dominierende Nadelholz bis an der Wende Atlantikum/Subboreal. Picea wird seit etwa der zweiten Hälfte des Atlantikums subdominant.
- 6) Im Verlauf des Subboreals und Subatlantikums wandert Alnus viridis ein und breitet sich gleichzeitig mit dem Erscheinen der ersten Kulturpollen (Cerealia-Typ, Castanea, Juglans, Plantago-Arten) stärker aus.

12.5. Gletschergeschichtliche Interpretation des Moorprofils Crap Alv

Das nach der pollenanalytischen Auswertung von Dr. C. BURGA mindestens bis ins ausgehende Alleröd zurückreichende Moorprofil vermag aufgrund seiner besonders günstigen Lage neue Anhaltspunkte über den Ablauf der gletschergeschichtlichen Ereignisse zu liefern.

1. Die in DA 1 in 515 - 500 cm Tiefe festgestellten allerödzeitlichen Sedimente stellen für den als daun-äquivalent eingestuften Palpuognastand des Albulagletschers ein Mindestalter dar. Damit ist das Moor Crap Alv meines Wissens die erste beschriebene Stelle, an welcher das Daun-Stadium eindeutig v o r das Alleröd-Interstadial gestellt werden kann. In den neueren glazialmorphologischen Arbeiten wird das Daun-Stadium zwar bereits der Älteren Dryas als wahrscheinlichste Möglichkeit zugewiesen (G. PATZELT, 1975, 1980, H. KERSCHNER, 1978, R. FRAEDRICH, 1979), konkrete Hinweise konnten aber noch nicht erbracht werden. Da die Jüngere Dryas aufgrund mehrerer absoluter Mindestdatierungen mit grösster Wahrscheinlichkeit mit dem Egesen-Stadium parallelisiert werden kann, wurde folglich angenommen, das Daun-Stadium sei der nächstälteren Kaltphase zuzuordnen. Man stützte sich insbesondere auf das im Gebiet des Malojapasses von H. KLEIBER (1974) beschriebene Moorbasisdatum von $10'700 \pm 100$ BP, dessen Lage als auf den Daun-Moränen angenommen wurde (H. KERSCHNER, 1978, S. 45). Da aber die Verhältnisse gerade im fraglichen Gebiet des Malojapasses keineswegs so eindeutig sind, - zur Zeit werden sie sowohl glazialmorphologisch (B. GAMPER-SCHOLLENBERGER, in Vorb.) wie auch pollenanalytisch (Prof. H. ZOLLER und Mitarbeiter,

in Vorb.) neu überarbeitet - muss dieses bisher einzige Datum, das mit einer Daun-Vergletscherung hätte in Verbindung gebracht werden können, sehr vorsichtig interpretiert werden. Das Ergebnis aus dem Moor Crap Alv ist in diesem Sinne auch nur als ein, allerdings etwas weiter zurückreichendes Mindestalter zu werten.

2. Da das Moor Crap Alv rund 20 Meter gegenüber der Ebene Igls Plans erhöht in einer heute abflusslosen Rinne liegt und in seinem untersten Profilabschnitt tonig-siltige Einschwemmungen aufweist, kann die Ablagerung dieser anorganischen Horizontzone nur zu einer Zeit erfolgt sein, in welcher der Albulagletscher noch bis an den Rand dieser "enthaupteten" Rinne gereicht haben muss. Nur so lassen sich die Einschwemmung und Sedimentation der graublauen Glazialton-Ablagerungen erklären. In bezug auf die gletschergeschichtliche Situation bedeutet das nichts anderes, als dass zur Zeit der Alleröd-Ablagerungen der Albulagletscher gegenüber dem erst 500 Meter weiter oben lokalisierten Egesen-Stadium eine noch beträchtlich grössere Ausdehnung gehabt haben muss. Nach der vorgenommenen Rekonstruktion füllte der Gletscher das Becken von Igls Plans fast vollständig aus und reichte mit seiner Zunge sicher über die Engstelle bei Crap Alv hinaus (vgl. Abb. 21). Diese Situation muss aber nicht unbedingt einem Gletscherstand, das heisst einer Gleichgewichtslage entsprechen. Zum Zeitpunkt der Einschwemmungen muss die zugehörige Schneegrenze also nicht zwangsläufig tiefer gelegen haben als später, während der Egesen-Vorstösse. Da das Alleröd-Interstadial als ein Abschnitt allgemeiner Erwärmung gilt, kann man vielmehr annehmen, dass sich der Albulagletscher damals gerade auf dem Rückzug vom Daun-Stadium befand: Allmählich gab er die Stelle des Crap Alv-Moores frei und vermochte sie schliesslich mit seinen Schmelzwasserablagerungen etwas aufzufüllen. Aus diesem Grund liegt die Annahme sehr nahe, dass der offenbar nur kurze Zeit vorher erfolgte Daun-Vorstoss ins Becken des Palpuognasees mit der dem Alleröd vorangehenden Älteren Dryas zu parallelisieren ist.

Dem wäre allerdings entgegenzuhalten, dass sich die Ältere Dryas in den meisten Pollendiagrammen nur sehr schwach und dann oft nur als geringe Abkühlung abzeichnet (vgl. S. WEGMUELLER, 1977, J.-L. de BEAULIEU et M. JORDA, 1977, U. EICHER, 1979). Gemäss den von U. EICHER (1979) an mehreren Pollendiagrammen im Mittelland und Alpenraum vergleichend durchgeführten $\delta^{18}O$ -Untersuchungen hat sich gezeigt, dass die Ältere Dryas eine nur wenig ausgeprägte und oft nur sehr schwer vom Bölling- und Alleröd-Interstadial abzugrenzende Kaltphase darstellt. Demgegenüber zeichnet sich das Bölling als markante Klimaverbesserung ab und scheint sogar oft mit dem Alleröd-Interstadial eine einzige zusammenhängende Periode günstiger Klimawerte gewesen zu sein (U. EICHER, 1979, S. 136). Erst die Jüngere Dryas erscheint dann wieder als eine überaus einschneidende Klimadepression und hebt sich auch deutlich vom beginnenden Präboreal ab. Aus diesen Befunden

schliesst U. EICHER (1979, S. 194), dass das Einordnen bestimmter klassischer Rückzugsstadien in die Ältere Dryas mit einer gewissen Vorsicht erfolgen sollte. Nach einer persönlichen Mitteilung von Prof. H. ZOLLER (Arbeit in Vorb.) gibt es auch im Oberengadin einige Hinweise, dass das Daun-Stadium möglicherweise sogar bedeutend älter sein könnte als die Ältere Dryas. Deshalb muss die Frage nach der tatsächlichen Einordnung des Daun-Stadiums streng genommen noch offenbleiben.

In bezug auf das Daun-Stadium können aufgrund der Untersuchungen am Moor Crap Alv folgende Angaben gemacht werden:

- Das Daun-Stadium stellt eine jetzt wohl endgültig von der Jüngeren Dryaszeit und vom daran geknüpften Egesen-Stadium getrennte Gletschervorstossperiode dar.
- Es ist bestimmt älter als das Alleröd-Interstadial.
- Für die zeitliche Einordnung des Daun-Stadiums kommt nach wie vor die Ältere Dryas als wahrscheinlichste Möglichkeit in Frage.
- Für eine definitive Einordnung in einen möglicherweise älteren Zeitabschnitt müssen aber noch weitere absolute Datierungen erbracht werden.

3. Der im Pollenprofil deutlich als Jüngere Dryas in Erscheinung tretende DA 2 repräsentiert in schönster Weise die Vorstösse des Egesen-Stadiums. Der Albulagletscher stiess damals in das seit dem Alleröd wohl mindestens bis zur Passhöhe eisfrei gewordene Gelände vor und reichte bis auf rund 500 Meter an das Moor heran. Obwohl sich wegen der erhöhten Lage des Moores keine Einschwemmungen und somit auch kein unmittelbarer stratigraphischer Zusammenhang zwischen dem Egesen-Stadium und dem Moornachstum in der Jüngeren Dryas ausbilden konnte, scheint die Parallelisierung zwischen dem Klimarückschlag und den Egesen-Vorstössen zumindest ohne Widerspruch zu sein. Die Moränen am oberen Ende der Igls Plans-Ebene stellen nämlich hinter den Moränen des Daun-Stadiums die nächstfolgenden Ablagerungen des Albulagletschers dar. In Analogie zu anderen ostalpinen Verhältnissen, wo das Egesen-Stadium aufgrund mehrerer absoluter Mindestdatierungen wohl definitiv der Jüngeren Dryas zugewiesen werden konnte (G. PATZELT und S. BORTENSCHLAGER, 1976, vgl. H. KERSCHNER, 1978a), liegt die Verbindung zwischen dem nur einen halben Kilometer vor dem Moor stirnenden Albulagletscher und den sich im Profil abzeichnenden Klimarückschlägen jedenfalls auf der Hand.

4. Die postglazialen Klima- und Vegetationsschwankungen treten im Pollendiagramm Crap Alv nur schwach in Erscheinung, da sich das Moor noch im Bereich der aktuellen Waldgrenze befindet und sich somit die Waldgrenzschwankungen nur unwesentlich abzeichnen konnten. In bezug auf die postglazialen Glet-

scherschwankungen, die man im Grössenbereich der neuzeitlichen Hochstände annehmen muss (G. PATZELT, 1973a), liegt das Moor rund 700 Höhenmeter vom nächsten 1850er-Stand des noch rezenten Gletschers unterhalb des Piz La Piramida entfernt. Interessanterweise ist aber nach der Beurteilung von C. BURGA die Misoxer-Schwankung noch am ehesten feststellbar. Sie wird nach G. PATZELT (1977) zumindest in ihrer letzten Phase mit der Frosnitz-Schwankung parallelisiert, mit der auch H. HEUBERGER die von ihm eingeführte Larstig-Schwankung gleichsetzt (mdl. Mittlg.). Da in dem nur rund 1 km vom Moor entfernten Abschnitt der Val del Diavel solche larstig-ähnlichen Bildungen festgestellt werden konnten, deren Entstehung auf eine möglicherweise nur kurze, aber umso heftiger ablaufende Hangvergletscherung mit Permafrosterscheinungen zurückzuführen ist (vgl. Kap. E 11.), hat dieser Klimaeinbruch wohl noch am ehesten die Vegetation in der unmittelbaren Umgebung des Moores beeinflussen können. Die direkten Auswirkungen dieses postglazialen Klimaeinbruches, die moränen- und blockgletscherartigen Schuttwulstablagerungen an der Nordflanke des Dschimels, reichen nämlich bis auf 200 Höhenmeter an das Moor heran. Von allen postglazialen Ereignissen liegen diese Larstigerscheinungen dem Moor am nächsten und stellen somit wohl auch die klimatisch einschneidendsten Vorgänge dar. Diese Feststellung ist ein Hinweis, dass das zeitlich bisher noch nirgends absolut datierte Larstig mit der Pollenzone VI (Älteres Atlantikum) und somit, wie von H. HEUBERGER vermutet, mit der Frosnitz-Gletscherschwankung in Zusammenhang zu bringen wäre.

5. Gleich wie archäologische Befunde können Pollendiagramme auch dazu verwendet werden, um die erste menschliche Einflussnahme nachzuweisen (vgl. C. BURGA, 1976). In bezug auf die prähistorische Besiedlungsgeschichte des Albulatales konnten folgende Hinweise erbracht werden:

Die ersten menschlichen Spuren in der Form von Getreidepollen setzen in 230 cm Tiefe im Subboreal (Pollenzone VIII) ein und fallen damit in den Zeitraum von 4450 - 2750 Jahren vor heute. An frühesten archäologischen Funden im Gebiet des Albulatales liegen nach einer schriftlichen Mitteilung von S. NAULI (Raetisches Museum, Chur) einige wenige prähistorische Keramikfragmente aus dem Raume Bergün vor. Diese seien bei den Sondierungen auf den beiden Hügelkuppen Craista pitschna und gronda 1941 zum Vorschein gekommen und stammen sehr wahrscheinlich aus der Bronzezeit (1800 - 800 J. v. Chr.). Obwohl keine absolute Datierung des betreffenden Torfhorizontes vorgenommen wurde, lässt sich sagen, dass die ersten menschlichen Spuren im Moorprofil und die ersten auffindbaren Kulturrelikte ungefähr zur gleichen Zeit in Erscheinung treten. Die Keramikfragmente scheinen somit gerade in die erste Besiedlungsphase des Albulatales zu gehören.

F ZUSAMMENFASSUNG DES REGIONALTEILES

1. GLIEDERUNG DER GLETSCHERSTAENDE UND SCHUTTKOERPER (Fig. 10)

Bei den Feldaufnahmen und den Auswertungsarbeiten zeigte es sich, dass die verschiedenen Gletscherstände und die damit verknüpften Schuttkörper oft in charakteristischer Anordnung vorliegen. Da das Arbeitsgebiet Mittelbünden mit seinen zahlreichen Tälern und Karen eine grosse Anzahl solcher Einzelsituationen aufweist, wurde der Versuch unternommen, diese morphologischen Konfigurationen zeichnerisch in einem Modell zusammenzufassen. Darin sollen die Gliederung und der Ablauf des spät- und postglazialen Geschehens zum Ausdruck kommen.

Die Darstellung (Fig. 10) besteht aus einem generalisierten Längsprofil des "idealen Haupttales" (I) sowie vier verschiedenen Nebenkaren (II - V). In jedem dieser Abschnitte sind zum Teil mehrere Einzelsituationen festgehalten, die mindestens einem konkreten Beispiel im Gelände entsprechen.

POSTGLAZIAL:

Das Haupttal (I) weist in der Regel in seinem hintersten Abschnitt einen rezenten Gletscher auf, dessen neuzeitliche Moränen deutlich erhalten sind und das "Gletschervorfeld" begrenzen. Dabei war der 1850er-Hochstand meist der grösste Gletschervorstoss der Neuzeit (Ausnahme: Vallorgia), ja des gesamten Postglazials (Ausnahme: Val Mulix). Der 1850er-Stand lässt sich auch in den zahlreichen Nebenkaren feststellen. Der entsprechende Kargletscher kann heute noch existieren (Kar II) oder ist seither meist ganz verschwunden (Kar III). Die Moränen des 1850er-Standes können als scharfe Wälle auftreten (Haupttal I, z.B. Porphabellagletscher) zu riesigen, aber meist mehrgliedrigen Schuttbastionen aufgetürmt sein (Kar II, z.B. Vadret d'Escha, Vadret Viluoch) oder auf aktiven Blockgletschern liegen (Kar III, z.B. Plattentälli, Val Tschitta, Val Müsella). Bei einigen Gletschern ist auch der 1920er-Vorstoss ausgebildet (Haupttal I, z.B. Porphabella-, Tisch- und Ducangletscher). Viele Kare waren in der Neuzeit und wohl im ganzen Postglazial nie mehr vergletschert (Kar IV).

SPAETGLAZIAL:

Die spätglazialen Gletscherstände lassen sich nach formalen Kriterien (formfrisch oder überprägt) und aufgrund von Schneegrenzdepressionen gegenüber dem BZN 1850 gliedern (Skala rechts).

Das Egesen-Stadium kann im Gebiet Mittelbünden in drei verschiedene Phasen gegliedert werden und ist durchwegs durch formfrische und zum Teil blockreiche Moränenablagerungen gekennzeichnet. Der Egesen-Maximalstand (E I) besteht meist aus mehreren, dicht hintereinanderliegenden Staffeln. Die SG-Depression be-

trägt zwischen 170 - 236 m (im Mittel 207 m). Hinter dieser Hauptphase können der Bocktentällivorstoss (E II) und der Kromer-Stand unterschieden werden. Im Bocktentälli (hinteres Sertigtal) durchbrachen dabei die entsprechenden Moränen die Ablagerungen des Egesen-Hauptstadiums (Kar II). Die SG-Depressionswerte liegen zwischen 103 - 143 m (im Mittel 124 m). Der Kromer-Stand ist weniger deutlich ausgeprägt und scheint dem Bocktentällistand untergeordnet zu sein. Er liess sich immer nur in Zusammenhang mit dem bedeutend markanteren Bocktentällistand nachweisen. Die SG-Depressionen betragen 60 - 87 m (im Mittel 75 m). Zur Zeit des Egesen-Stadiums bestanden in den einzelnen Karen bereits selbständige Gletscher. In N-Exposition kam es im Albulapassgebiet (Kar V) zu einer Hangvereisung.

Das Daun-Stadium ist in der Regel durch eher lückenhaft erhaltene und solifluidal überformte Moränen gekennzeichnet. Es lässt sich an einigen Stellen in zwei Phasen (D I und D II) gliedern. Die SG-Depressionswerte des Daun-Maximalstandes betragen zwischen 256 - 345 m (im Mittel 300 m). Daun-Moränen können von Egesen-Moränen überschüttet sein (Kar III, z.B. hinteres Chüealptal). Oft sind vor allem die erst weiter unten ins Haupttal mündenden Kargletscher bereits selbständig (Kar IV). Im Moor "Crap Alv" konnte das Daun-Stadium sicher vor das Alleröd gestellt werden. Noch während des Alleröd-Interstadials hatte der Albulagletscher nachweisbar eine grössere Ausdehnung als zur Zeit des Egesen-Stadiums.

Das Gschnitz-Stadium zeichnet sich in der Regel durch deutlich erhaltene Moränen ab. Die verschiedenen Gletscher bildeten damals aber noch kompliziert zusammengesetzte Systeme. Die SG-Depressionen betragen zwischen 600 - 630 m.

Das Clavadel-Stadium stellt eine neue, allgemeine Vorstossreihe zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium dar. Es ist durch sehr formfrische Moränen gekennzeichnet. Zu dieser Zeit bestanden bereits mehrere selbständige Talgletscher (Typuslokalität: Clavadel, im Sertigtal). Die Depressionsbeträge liegen zwischen 385 - 466 m (im Mittel 420 m). Aufgrund der Lage und der Formfrische gehört es zeitlich eher dem Gschnitz- als dem Daun-Stadium an.

An geeigneten Stellen lassen sich zwischen Gschnitz- und Clavadel-Stadium sogar noch weitere "Rückzugsstadien" unterscheiden (z.B. Val Tisch mit SG-Depression zwischen 500 - 560 m). Ihre gletschergeschichtliche Bedeutung scheint aber nicht allzu gross gewesen zu sein.

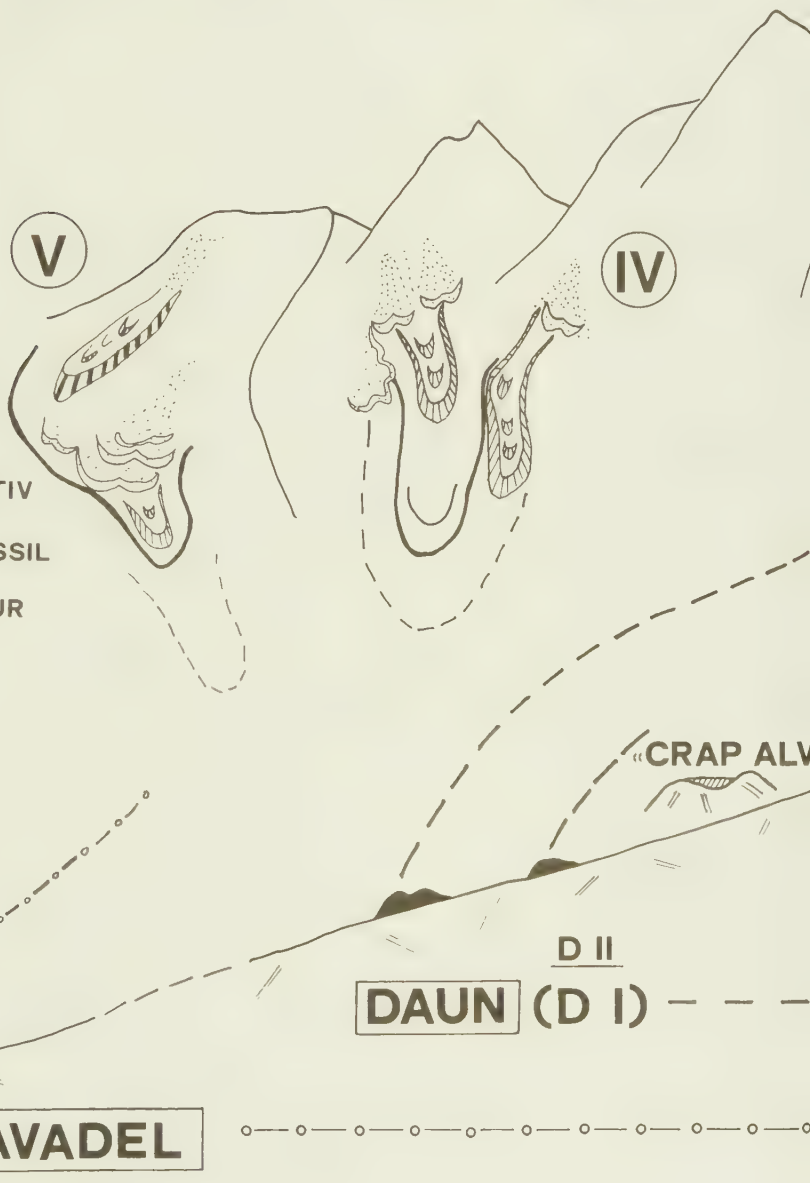
Das Stadium von Alvaneu/Filisur ist die älteste nachweisbare Gletschervorstossphase. Sie weist eine SG-Depression in der Grössenordnung von 700 - 800 Metern auf. Aufgrund dieses Betrages und der Lage vor dem Gschnitz-Stadium kann es mit dem Steinach-Stadium der Ostalpen parallelisiert werden. Auf der Darstellung ist dieses Stadium weggelassen.

MODELL DER GLETSCHERSTADT IM GEBIET MITTELBÜNDEN

FIG. 10

LEGENDE:

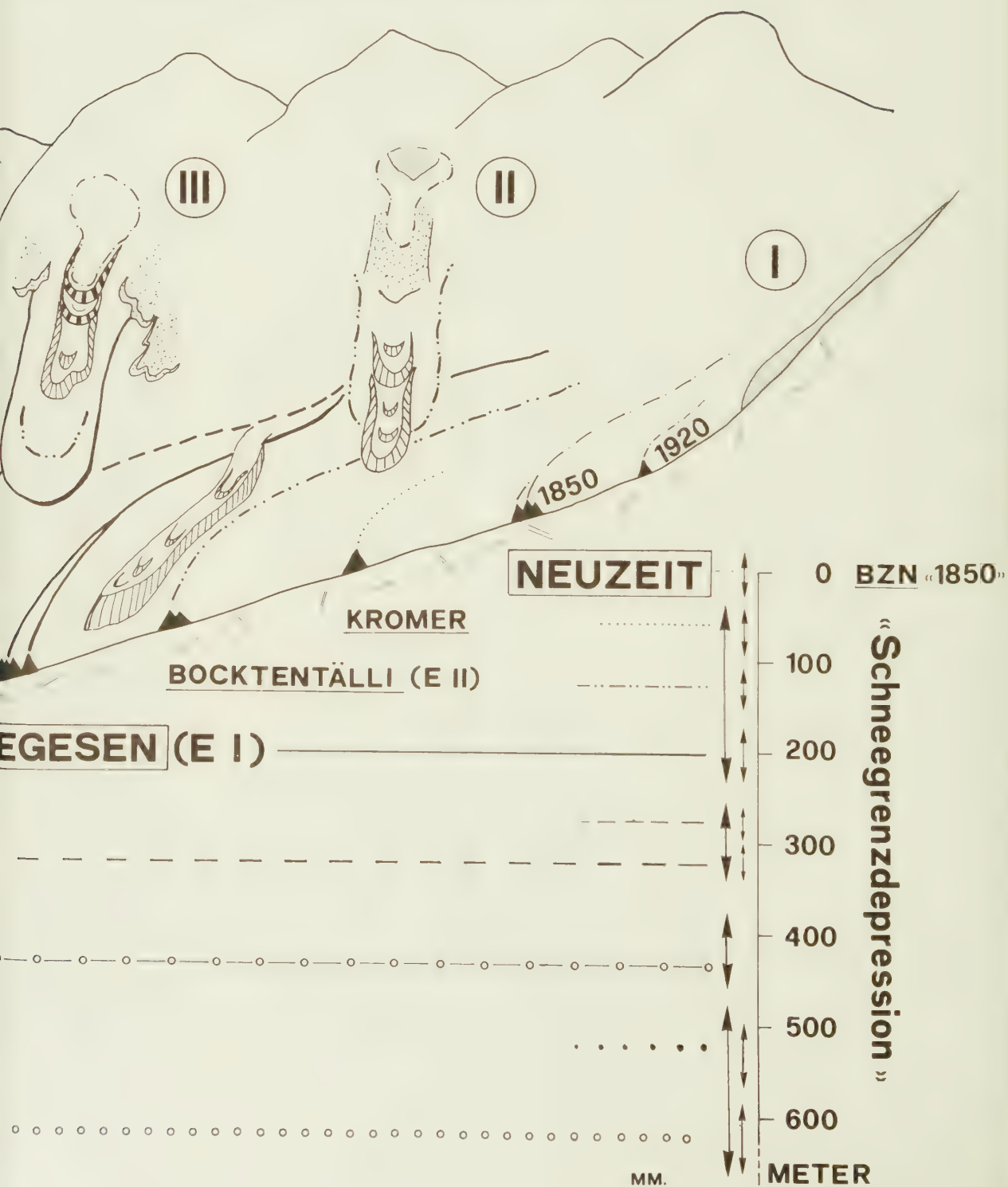
-  MORÄNE, FORMFRISCH
-  MORÄNE, ÜBERFORMT
-  BLOCKGLETSCHER AKTIV
-  BLOCKGLETSCHER FOSSIL
-  BLOCKGIRLANDE, - FLUR
"LARSTIG"
-  GLETSCHER
-  MOOR
-  SCHUTTHALDE



VAL TISCH

GSCHNITZ

NDE UND SCHUTTKÖRPER



SCHUTTKOERPER:

Die fossilen Blockgletscher, deren Bildung und Aktivität vor allem zur Zeit des Egesen-Stadiums stattfand und bis ins beginnende Postglazial reichte, können den Verlauf egesen-äquivalenter Haupttalmoränen seitlich durchbrochen haben und liegen heute im ehemaligen Zungenbereich des Egesen-Maximalstandes (Haupttal I, z.B. Val Mulix). Ebenso gibt es fossile Blockgletscher, die sich im Frontbereich egesen-zeitlicher Kargletscher gebildet haben und nachträglich - wahrscheinlich bis ins frühe Postglazial - weit in die Flanke des Haupttales hinuntergestossen sind (Kar II, z.B. Val Viluoch). In den meisten Fällen liegen die fossilen Blockgletscher innerhalb der Egesen-Maximalausdehnung und sind somit zeitlich eindeutig jünger (Kar V, z.B. Alublapass). An mehreren Stellen scheint die Blockgletschertätigkeit vor allem zur Zeit des Bocktentällistandes (E II) stattgefunden zu haben. Blockgletscher können auch an den Rand von Egesen-Moränen angeschüttet worden sein und stellen dann parallel zum Gletscher sich entwickelnde Bildungen dar (Kar IV, z.B. Murte! Grond in der Val Plazbi). Fossile Blockgletscher können in ihren oberen Abschnitten sogar von aktiven Blockgletschern überlagert sein (Kar III, z.B. Plattentälli im hinteren Chüealptal).

Larstig-Schuttformen treten meist unterhalb von Schutthaldden als Blockgirlanden oder -fluren auf. Sie können sowohl innerhalb als auch ausserhalb der ehemaligen Egesen-Ausdehnung liegen (Kar III, V). Vielfach haben sie sogar Egesen-Moränen überschüttet oder liegen diskordant auf fossilen Blockgletschern (Kar IV, z.B. Bodmen im Leidbachtal, Kar V, Albulapass). Damit stellen sie eindeutig postglaziale Bildungen dar.

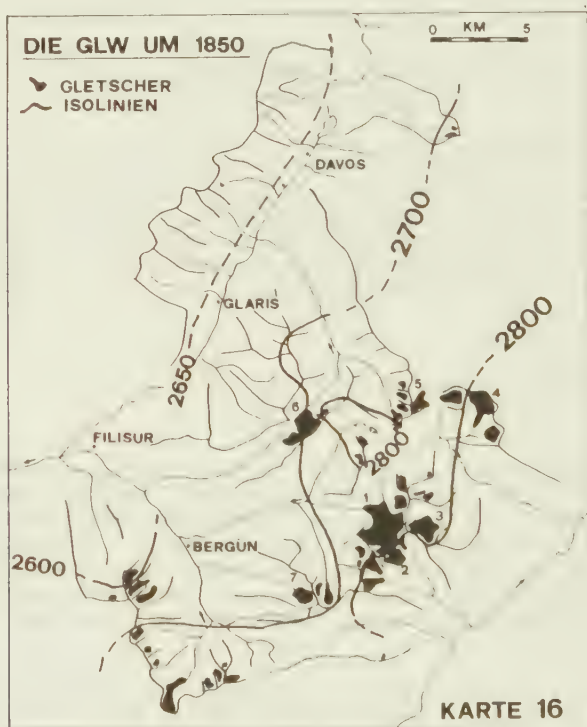
2. DIE GLEICHGEWICHTSLINIE UM 1850 (vgl. Karte 16)

Um den regionalen Höhenverlauf der 1850er-Gleichgewichtslinie darzustellen, wurde zuerst jede ermittelte Lage der GWL lage-richtig auf der Karte eingetragen. Anhand dieser einzelnen Stützstellen wurde sodann durch Interpolation ein Isohypsenbild entworfen, wobei einzelne Abweichungen unberücksichtigt gelassen wurden. Diese traten vereinzelt bei kleineren Gletschern auf und waren meist durch lokalklimatische Faktoren zu erklären.

Die 2650er-Höhenlinie im Gebiet nordwestlich der Landwasser beruht nicht auf tatsächlichen 1850er-Werten, da in diesem Abschnitt keine neuzeitliche Vergletscherung nachgewiesen werden konnte. Der Verlauf der Isohypse stützt sich lediglich auf das anhand der spätglazialen Schneegrenzwerte "zurückgerechnete" BZN von rund 2630 m (vgl. Kap. C 5.). Aus diesem Grunde können aus der Darstellung nur allgemeine Aussagen abgeleitet werden.

Die so rekonstruierte Oberfläche der GWL um 1850 zeigt im Profil NW-SE ein generelles Ansteigen vom Landwassertal in Richtung Engadin. Dieser Verlauf stimmt mit der allgemeinen Beobachtung überein, dass sämtliche höhen- und somit klimaabhängigen Grenzen, wie z.B. die Wald- und die Solifluktuationsuntergrenze, gleichsinnig zur Massenerhebung von der Alpennordseite gegen die Zentralalpen ansteigen (vgl. P. FITZE, 1969, G. FURRER und P. FITZE, 1971). Die höchsten Lagen der GWL treten dabei im Bereich der Val d'Es-scha auf, die damit schon eindeutig den trockenkontinentalen Klimacharakter des Oberengadins widerspiegelt.

Im Bereich der Ravais-ch-Seen tritt ein sekundäres Maximum auf. Es ist dort aber lediglich durch drei sehr kleine und zum Teil südexponierte Gletscher belegt und stellt demnach eher eine lokale Abweichung dar.



Karte 16 Der Höhenverlauf der Gleichgewichtslinie um 1850

1. Vadret da Porchabella, 2. Vadret d'Es-scha, 3. Vadret Viluoch,
4. Vadret Vallorgia, 5. Chüealpgletscher, 6. Ducangletscher,
7. Vadret da Tisch, 8. Mulixgletscher

3. DIE SCHNEEGRENZWERTE DER SPAETGLAZIALEN GLETSCHERSTAENDE

Die Gliederung der spätglazialen Gletschervorstösse erfolgte neben der Beurteilung der Formfrische und des Erhaltungszustandes der Moränen in erster Linie aufgrund von Schneegrenzberechnungen. Die daraus abgeleiteten Depressionswerte ergaben in den meisten Fällen eine hinreichende Trennschärfe, um die einzelnen Gletscherstände auseinanderhalten zu können.

Für die daun-äquivalenten und jüngeren spätglazialen Gletscherstände konnten die Beziehungen zwischen dem Bezugsniveau 1850 (BZN) und der Gleichgewichtslinie (GWL) mit linearen Regressionsgleichungen beschrieben werden. Um dabei möglichst aussagekräftige Korrelationen zu erreichen, wurden nur Gletscherstände berücksichtigt, deren BZN-Werte auf nachweisbaren 1850er-Hochständen beruhen. Mehrere Stände, deren BZN wegen der fehlenden neuzeitlichen Vergletscherung abgeschätzt werden mussten, blieben somit unberücksichtigt, obwohl ihre DEP-Werte in den meisten Fällen zu vergleichbaren Resultaten geführt hätten.

Für die Interpretation der einzelnen Regressionsgleichungen sind jeweils die entsprechenden Beziehungen, wie sie von H. KERSCHNER (1976, 1978a) und G. GROSS et al. (1978) entwickelt wurden, aufgeführt und in die Diagramme miteinbezogen.

Für ältere als daun-zeitliche Stände sind ähnliche statistische Beziehungen nicht mehr sinnvoll. Dazu ist der Stichprobenumfang noch zu gering. Die Angabe zumindest der "Größenordnung" der SG-Depression dürfte aber ausreichen, um die Gletscherstände auseinanderhalten zu können.

In den SG-Tabellen sind zusätzlich die d/2-Depressionswerte angegeben. Ihre Besprechung folgt in Kap. F 4.

3.1. Das Steinach-Stadium

Die einzigen Gletscherstände, die mit dem Steinach-Stadium in Verbindung gebracht werden können, liegen im Raume Alvanu/Filisur. Die SG-Depression beträgt nach der d/2-Methode rund 700 - 800 Meter gegenüber 1850. Nach G. PATZELT (1980, S. 13) weist das Steinach-Stadium eine SG-Depression von 800 - 900 m gegenüber "heute" auf. Dies entspricht nach einem Abzug von 100 - 150 m, dem Unterschied zwischen der "heutigen" und der "1850er"-Schneegrenze (vgl. G. GROSS et al., 1978, S. 248), durchaus dem für das Alvanu/Filisur-Stadium ermittelten Betrag.

3.2. Das Gschnitz-Stadium

Die im Raum Mittelbünden festgestellten gschnitz-äquivalenten Gletscherstände weisen folgende SG-Werte auf:

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Sertigtal	2985	2710	625	535
Mönchalptal	2104	2705	601	690
Spadlatscha	2084	2700	616	675
Uglix	1947	2576	629	640
Monstein	2089	g 2698	609	
Albula/Kesch				640
	Durchschnitt		616	632

Tab. 30 Schneegrenzwerte für das Gschnitz-Stadium

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, g = geschätzt, alle Angaben in m.

Mit durchschnittlich 616 m SG-Depression (2:1-Methode) liegen die Werte etwas niedriger als die in G. GROSS et al. (1978, S. 248) aufgeführten Beträge (Durchschnitt bei 669 m). In Anbetracht der Unsicherheiten bei der SG-Bestimmung liegen sie aber dennoch eindeutig in dem für gschnitz-äquivalente Gletscherstände repräsentativen Wertebereich von 600 - 700 Metern.

3.3. Das Clavadel-Stadium

Für die Gletscherstände des Clavadel-Stadiums ergaben sich folgende SG-Werte:

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Sertig	2286	2710	424	465
Mönchalptal	2239	2705	466	585
Spadlatscha	2305	2690	385	425
Tisch	2230	2636	406	450

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Inneralp	2225	g 2660	435	
Oberalp	2298	g 2735	437	
Bärental	2230	g 2634	395	
Frauentobel	2258	g 2634	376	
Lochalp	2245	g 2634	389	
Strelaberg	2230	g 2634	404	
Schiatobel	2168	g 2634	466	
Gotschna	2220	g 2634	414	
Dorftälli	2225	g 2634	409	
	Durchschnitt		416	481

Tab. 31 Schneegrenzwerte für das Clavadel-Stadium

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, g = geschätzt, bzw. "zurückgerechnet", alle Angaben in m

Mit durchschnittlich rund 420 Meter SG-Depression unterscheidet sich das Clavadel-Stadium sowohl eindeutig vom Gschnitz- als auch vom Daun-Stadium. Es stellt deshalb eindeutig eine neue allgemeine Vorstossperiode der spätglazialen Gletscher dar.

3.4. Das Daun-Stadium (vgl. Fig. 11)

Die Beziehung für das Daun-Stadium ($n = 10$) lautet:

$$(1) \quad \underline{\text{GWL (Daun)} = 0,962 \text{ BZN} - 196} \quad (r^2 = 0,925; s_{y.x} = 25 \text{ m})$$

Gegenüber der von H. KERSCHNER aufgestellten Gleichung ($n = 6$):

$$(a) \quad \underline{\text{GWL (Daun)} = 1,35 \text{ BZN} - 1250} \quad (r^2 = 0,99; s_{y.x} = 12 \text{ m})$$

ist Gleichung (1) mit einem Bestimmtheitsmass von 0,925 und einer Residualstreuung von 25 Metern zwar etwas weniger gut gesichert. Sie scheint aber die allgemeinen Unschärfen, mit denen die SG-Berechnungen der Daun-Stände behaftet sind, viel eher zu widerspiegeln als die verblüffend hoch korrelierte Beziehung von H. KERSCHNER. Diese bezeichnen denn auch G. GROSS et al. (1978, S. 246) als "Produkt des Zufalls".

Beim Vergleich von Gleichung (1) mit (a) fällt ausserdem auf, dass die Steigung der Geraden (1) wesentlich schwächer ist und auch annähernd parallel zur Egesen-Geraden verläuft. Damit entfällt der Widerspruch, dass bei der Anwendung von KERSCHNERS Gleichungen ab einem BZN von 3036 m die SG-Depression des Daun-Stadiums geringer wäre als die des Egesen-Stadiums (vgl. H. KERSCHNER, 1976, S. 232). Angesichts des Verlaufes von KERSCHNERS Gleichung (a) stellt sich deshalb die berechnete Frage, ob nicht vor allem die SG-Depressionen im Hochmoos (BZN = 2823 m, DEP = 248 m) und Oberbergtal (BZN = 2850 m, DEP = 255 m) etwas zu niedrig ausgefallen sind. Auf diesen Verdacht weist ja auch H. KERSCHNER (1976, S. 233) selbst hin.

Eine andere Erklärung wäre auch, dass mit den vergleichsweise niedrigen SG-Depressionen im Hochmoos und im Oberbergtal möglicherweise gar nicht der Daun-Maximalstand, sondern eine zweite Daun-Phase erfasst worden ist: In meinem Untersuchungsgebiet habe ich mehrere Anhaltspunkte gefunden, dass das Daun-Stadium mindestens zweigliedrig ist.

Jedenfalls scheint Gleichung (1) gegenüber der Beziehung (a) auch wegen der etwas grösseren Stichprobe ($n = 10$) zumindest im Raume Mittelbünden zu besseren Resultaten zu führen.

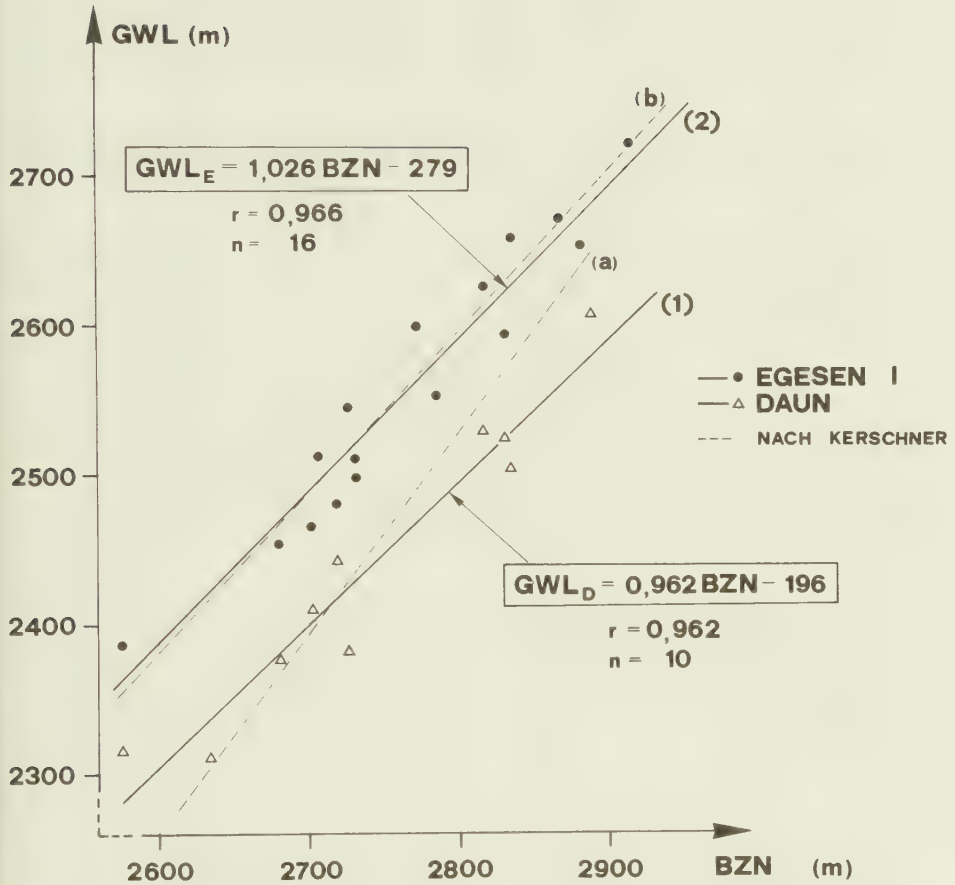


Fig. 11 Die Beziehung zwischen der Gleichgewichtslinie des Daun- (GWL_D) bzw. Egesen-Stadiums (GWL_E) und dem Bezugsniveau des Gletscherstandes um 1850 (BZN)

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Chüenalptal	2410	2702	292	339
Ducantal	2443	2718	275	320
Ravais-ch	2530	2816	286	370
Viluoch	2505	2834	329	355
Es-cha	2609	2888	279	440
Spadlatscha	2377	2680	303	315
Tisch	2311	2636	325	370
Uglix	2318	2576	256	360
Mulix/Tschitta	2381	2726	345	436
Zavretta	2525	2830	305	340
	Durchschnitt		300	365

Tab. 32 Schneegrenzwerte für das Daun-Stadium

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, alle Angaben in m

3.5. Der Egesen-Maximalstand (E I) (vgl. Fig. 11)

Die Beziehung für den Egesen-Maximalstand im Gebiet Mittelbünden lautet (n = 16):

$$(2) \quad \underline{\text{GWL (Egesen I)} = 1,026 \text{ BZN} - 279} \quad (r^2 = 0,933; s_{y.x} = 24 \text{ m})$$

H. KERSCHNER stellte folgende Gleichung auf (n = 21):

$$(b) \quad \underline{\text{GWL (Egesen)} = 1,084 \text{ BZN} - 437} \quad (r^2 = 0,98; s_{y.x} = 14 \text{ m})$$

Gegenüber KERSCHNERS Gleichung weist die Beziehung (2) ein geringeres Bestimmtheitsmass und eine grössere Residualstreuung auf. Der Verlauf der Geraden ist aber durchaus als ähnlich zu bezeichnen.

Der Trend, dass mit steigendem BZN die Depressionswerte abnehmen, wie das in (b) zum Ausdruck kommt, ist mit Gleichung (2) nicht eindeutig belegt. Bei einem BZN von 2600 m beträgt die Depression 211 m (nach b: 219 m); bei einem BZN von 2900 m liegt sie

nur 7 Meter tiefer auf 204 m (nach b: 193 m). Dies mag darin begründet sein, dass das Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme etwa der bereits gegen das Engadin hin gelegenen Täler, einen verhältnismässig abgeschlossenen Raum darstellt, in welchem sich die Unterschiede zwischen den feucht-maritimen und den trocken-kontinentalen Klimaeinflüssen noch nicht so entscheidend auswirken.

Zusätzliche Belege für die Abstützung der Egesen-Gleichung wären lohnenswert, denn mit ihnen könnte ein allfälliger Trend besser herausgearbeitet werden.

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Chüealptal	2467	2702	235	279
Ducantal	2482	2718	236	250
Plattentälli	2546	2725	179	250
Mönchalptal	2513	2705	192	217
Porchabella	2553	2783	230	231
Ravais-ch	2628	2816	188	178
Viluocho	2660	2834	174	260
Müsella	2601	2771	170	350
Pischa	2723	2916	193	253
Es-cha	2657	2881	224	240
Müra	2672	2868	196	250
Spadlatscha	2455	2680	225	200
Uglix	2387	2576	189	240
Mulix	2499	2730	231	274
Tschitta	2511	2730	219	200
Zavretta	2595	2830	235	230
	Durchschnitt		207	244

Tab. 33 Schneegrenzwerte für das Egesen-Maximalstadium

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, alle Angaben in m

3.6. Der Bocktentälli-Stand (E II) (vgl. Fig. 12)

Ausgehend von der Situation im Bocktentälli (hinteres Chüealptal) stellt dieser Stand einen zwischen dem Egesen-Maximum und dem Kromer-Stand gelegenen Gletschervorstoss dar.

Die Beziehung lautet ($n = 12$):

$$(3) \quad \text{GWL (Bockten)} = 1,092 \text{ BZN} - 380 \quad (r^2 = 0,988; s_{y.x} = 10 \text{ m})$$

Mit einem Bestimmtheitsmass von 0,988 und einer Residualstreuung von lediglich 10 Metern scheint diese Gleichung hinreichend genau zu sein, um sie als Korrelationskriterium einzusetzen. Da sich dieser Stand doch an mehreren Stellen abzeichnete und sich auch vom Kromer-Stand deutlich abhob, wäre es nun interessant abzuklären, ob sich dieser Bocktentälli-Vorstoss nicht auch in anderen Gebieten feststellen liesse. Nach meinen Feldbefunden müsste er sich nämlich viel markanter abzeichnen als der weniger ausgeprägte Kromer-Stand.

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Bocktentälli	2578	2700	122	120
Chüealptal	2554	2702	140	179
Porchabella	2640	2783	143	150
Ravais-ch	2690	2816	126	115
Plazbi	2488	2623	140	140
Viluoch	2723	2834	111	195
Müsella	2652	2771	119	270
Pischa	2813	2916	103	113
Es-cha	2751	2881	130	120
Müra	2765	2868	103	120
Mulix	2605	2730	125	175
Murtel Salamun	2602	2729	127	100
	Durchschnitt		124	150

Tab. 34 Schneegrenzwerte des Bocktentällistandes

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, alle Angaben in m

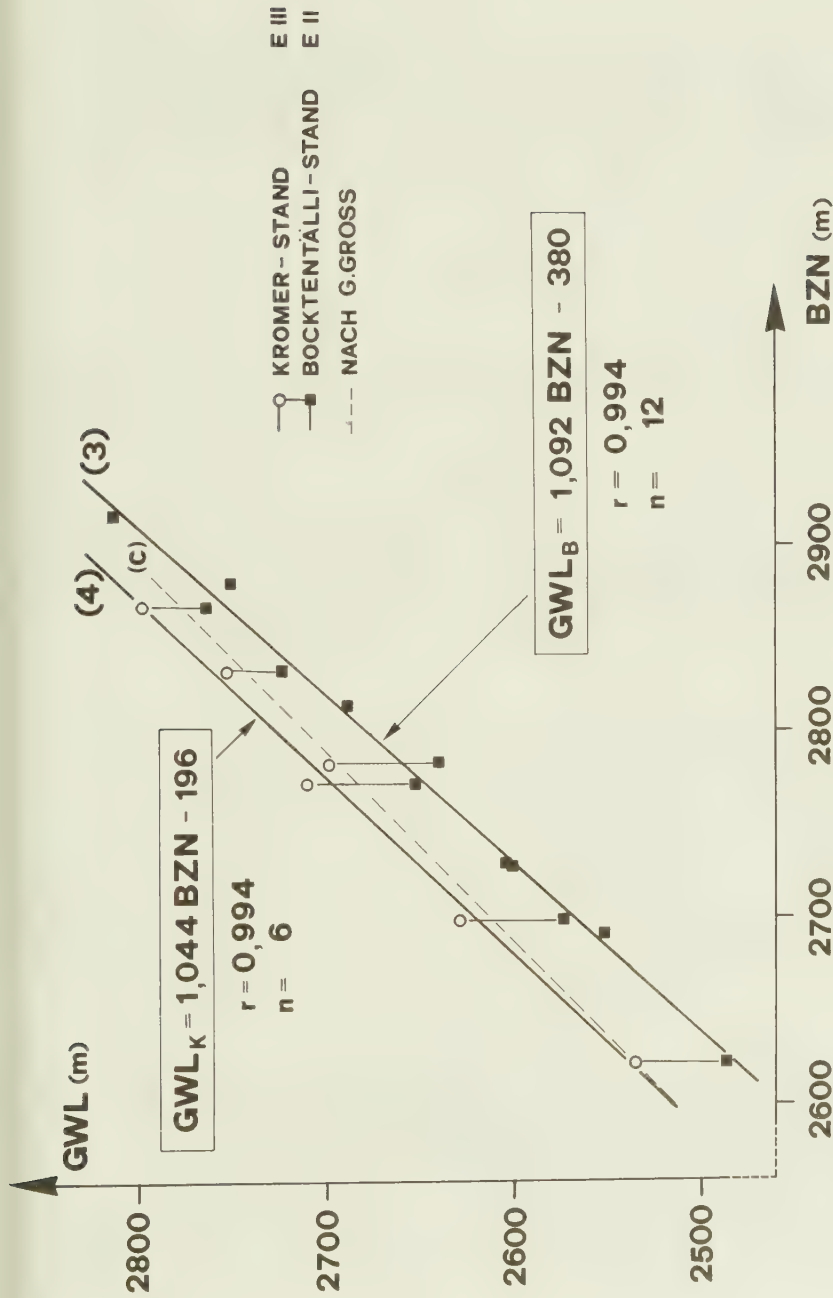


Fig. 12 Die Beziehung zwischen der Gleichgewichtslinie des Bockentälli- (GWL_B) bzw. des Kromer-Standes (GWL_K) und dem Bezugsniveau des Gletscherstandes um 1850 (BZN).

3.7. Der Kromer-Stand (vgl. Fig. 12)

Er stellt innerhalb des Egesen-Stadiums die dritte und letzte unterscheidbare Vorstossperiode dar. Bemerkenswert ist dabei die Feststellung, dass der Kromer-Stand offenbar nur dann vorhanden ist, wenn sich am selben Gletscher auch der Bocktentälli-Stand abzeichnet. Diese Beobachtung ist in der Darstellung (vgl. Fig. 12) durch die senkrechten Verbindungsstriche verdeutlicht.

Für den Kromer-Stand lautet die Gleichung ($n = 6$):

$$(4) \quad \underline{\text{GWL (Kromer)} = 1,044 \text{ BZN} - 196} \quad (r^2 = 0,988; s_{y.x} = 10 \text{ m})$$

Nach den Angaben von G. GROSS et al. (1978) lautet die Kromer-Gleichung im Silvrettagebiet ($n = 7$):

$$(c) \quad \underline{\text{GWL (Kromer)} = 0,97 \text{ BZN} - 7} \quad (r^2 = 0,998; s_{y.x} = 7 \text{ m})$$

Die Gerade (4) verläuft etwas steiler als (c) und unterscheidet sich damit auch viel eindeutiger von der Kurve des Bocktentälli-Standes. Nach Gleichung (c) könnte der Bocktentälli-Stand bei hoch gelegenen BZN nicht mehr exakt vom Kromer-Stand unterschieden werden.

<u>GLETSCHER</u>	<u>GWL</u>	<u>BZN</u>	<u>DEP (2:1)</u>	<u>DEP (d/2)</u>
Bocktentälli	2631	2700	69	70
Porchabella	2699	2783	84	80
Viluoeh	2753	2834	81	150
Müsella	2711	2771	60	100
Müra	2802	2868	66	100
Plazbi	2536	2623	87	100
	Durchschnitt		74	100

Tab. 35 Schneegrenzwerte des Kromer-Standes

GWL = Gleichgewichtslinie, BZN = Bezugsniveau, DEP = Depressionswert, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, alle Angaben in m

3.8. Die 2:1- und die d/2-Methode im Vergleich

Eine Gegenüberstellung dieser zwei völlig unterschiedlichen SG-Bestimmungsverfahren sollte zeigen, inwieweit sich die von A. ZIENERT eingeführte Methode des halben Vertikalabstandes (vgl. Kap. B 5.) für die Abschätzung der SG-Depression spätglazialer Gletscherstände eignet. Diese Frage ist vor allem dort von Bedeutung, wo die spätglaziale Gletscherfläche wegen der fehlenden Moränenansätze für die 2:1-Flächenteilungsmethode nur schwierig zu rekonstruieren ist und deshalb meist grosse Ungenauigkeiten aufweist. Für diese Fälle wäre also zu überprüfen, ob die bedeutend einfacher anzuwendende d/2-Methode nicht ebenso gute Schätzwerte für die SG-Depression liefert.

Zu diesem Zweck habe ich für alle Gletscherstände, die aufgrund ihrer 2:1-Depression eindeutig in mein regionales Spätglazial-Schema passten, zusätzlich die d/2-Depression berechnet. Als Bezugswert diente aus Gründen der Vergleichbarkeit wiederum der Gletscherhochstand von 1850. In Analogie zum 2:1-Verfahren habe ich dabei ein d/2-Bezugsniveau gebildet. Dieses wurde so ermittelt, indem die auf der Karte abgelesenen Höhen sämtlicher im Einzugsgebiet des zu bestimmenden Gletschers liegenden 1850er-Stände nach ihrer anteilmässigen Bedeutung für die Ernährung des spätglazialen Gletschers gewichtet wurden. Diese Gewichtung erfolgte wie schon bei der 2:1-BZN-Bildung durch das Ausscheiden von Teilströmen, die den einzelnen Zuflüssen aus diesen Seitenkaren entsprachen (vgl. Kap. B 5.). Ein Berechnungsbeispiel ist in Kap. D 9.2. dargestellt.

Im Gegensatz zur 2:1-Methode konnten bei diesem Vorgehen Karabschnitte, die um 1850 nicht vergletschert waren, nicht in die Berechnung miteinbezogen werden. Für die Abschätzung des tiefsten, in diesem Falle hypothetischen 1850er-Gletscherendes standen nämlich keine Hinweise zur Verfügung. Auch die Uebertragung von 1850er-Werten aus benachbarten Karen, wie sie beim 2:1-BZN unter Berücksichtigung der Expositionsverhältnisse noch einigermaßen vertretbar durchgeführt werden konnte, schien in diesem Falle nicht sinnvoll zu sein. Die Höhenlage der 1850er-Gletscherzunge ist nämlich sehr stark von den topographischen Verhältnissen des betreffenden Karabschnittes abhängig und kann somit nicht vorbehaltlos auf andere Gebiete übertragen werden.

In vielen Tälern war eine d/2-BZN-Bildung sogar überflüssig, da es in meinem Arbeitsgebiet oftmals nur noch einen einzigen 1850er-Stand gab. Die Höhenlage seines Gletscherendes bildete dann unmittelbar den Wert des d/2-BZN.

Die in Kap. F 3.2. - 3.7. einzeln aufgelisteten d/2-Werte zeigen im Vergleich zu den 2:1-Beträgen bedeutend grössere Streuungen in bezug auf die einzelnen typischen Gletscherstände (vgl. Tab. 36). Während die 2:1-Depressionen für die verschie-

denen Stadien eindeutig abgrenzbare Wertebereiche aufweisen, sind bei den d/2-Streuungen mehrere Ueberlappungen festzustellen, die eine genaue Zuordnung der Gletscherstände erschweren (vgl. Fig. 13).

<u>STADIUM</u>	<u>n</u>	<u>2:1</u>	<u>$\bar{x}$</u>	<u>d/2</u>	<u>$\bar{x}$</u>
Gschnitz	4	601-629	617	535-690	635
Clavadel	4	385-466	420	425-585	481
Daun	10	256-345	300	315-440	365
Egesen-Max.	16	170-236	207	178-350	244
Bocktentälli	12	103-143	124	113-270	150
Kromer	6	66- 87	74	70-150	100

Tab. 36 Die Streuungsbereiche der Depressionswerte

n = Anzahl Werte, 2:1 = Flächenteilungsmethode, d/2 = Methode des halben Vertikalabstandes, $\bar{x}$ = Mittelwert, alle Angaben in m

In 10 Fällen (19 %) ergab die Anwendung der d/2-Methode im Vergleich zu den 2:1-Beträgen niedrigere, in 41 Fällen (79 %) höhere und in einem Fall (2 %) gleich grosse Depressionswerte. Im Durchschnitt (n = 52) ergab das d/2-Verfahren um 39 Meter zu hohe Werte (vgl. Abb. 14). Für die einzelnen Stände lauten die mittleren Abweichungen:

Gschnitz	+ 18 m
Clavadel	+ 61 m
Daun	+ 65 m
Egesen-Max.	+ 37 m
Bockten	+ 26 m
Kromer	+ 26 m

Die Beziehung zwischen den 2:1- und den d/2-Depressionsbeträgen ergab für sämtliche Gletscherstände folgende lineare Regressionsgleichung (n = 52):

$$\underline{(d/2) = 1,01 (2:1) + 36} \quad (r = 0,949; s_{y.x} = 49 \text{ m})$$

Die durch diese Gleichung beschriebene Gerade verläuft annähernd parallel zur Kurve $(d/2) = (2:1)$. Die Differenz der d/2- zu den 2:1-Beträgen bleibt somit über den ganzen Wertebereich vom Kromer-Stand bis zum Gschnitz-Stadium etwa konstant. Die Residualstreuung ist mit 49 Metern sehr gross. Aus diesem Grunde wird es schwierig sein, vor allem die jüngeren,

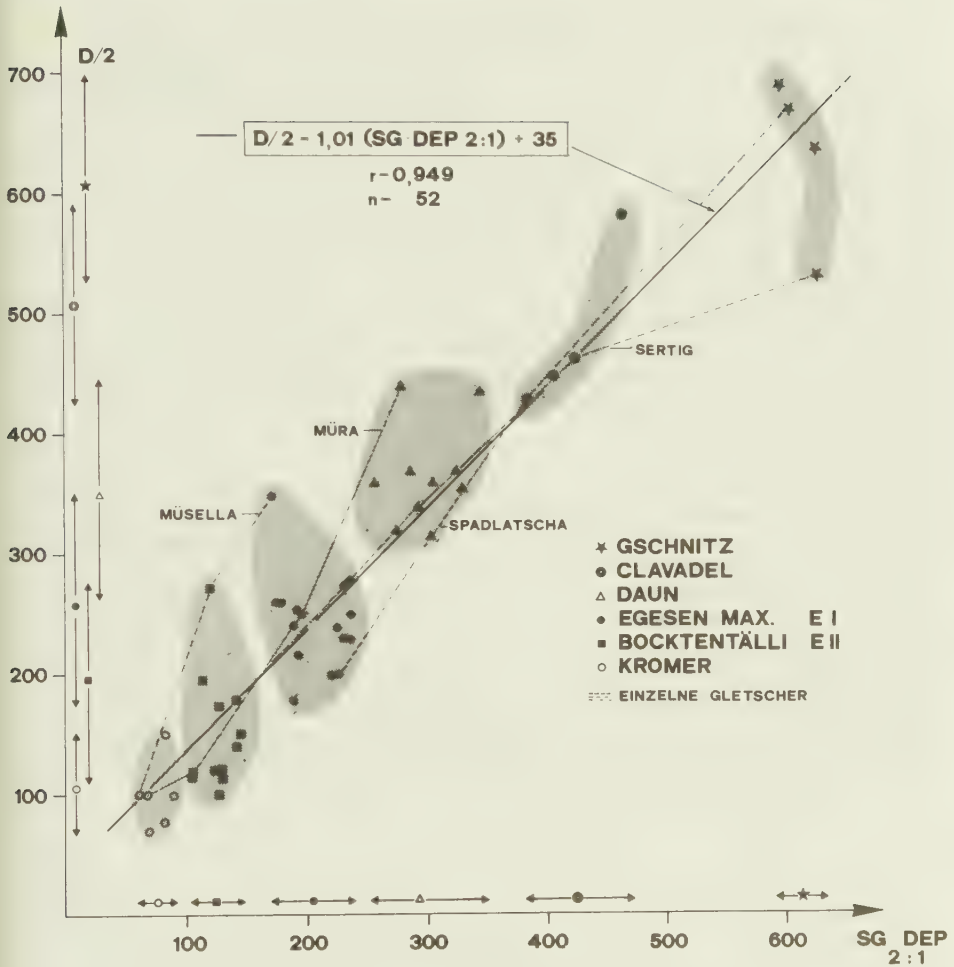


Fig. 13 Die Beziehung zwischen den Depressionswerten der 2:1-Flächenteilungs- und der d/2-Methode

sehr nahe beieinanderliegenden Gletscherstände auseinanderzuhalten.

Eine Betrachtung der grossen Residualwerte zeigt aber, dass sie sich zu einem grossen Teil durch die Gefällsverhältnisse im Gletscherbett erklären lassen. Gletscher mit regelmässigem und ausgeglichenem Gefälle (z.B. Val Spadlatscha) weisen beinahe parallel zur Regressionsgeraden verlaufende $d/2$ -Beträge auf. Zu grosse $d/2$ -Depressionen sind charakteristisch für Gletscher, die allgemein steiles Gefälle aufweisen oder in ihrem Zungenbereich eine Steilstufe enthalten (z.B. Val Müsella, Val Müra). Zu niedrige $d/2$ -Werte sind in denjenigen Fällen zu erwarten, in denen das Längsprofil des Gletschers sehr flach ist oder im Zungenbereich eine Verflachung aufweist (z.B. Sertiggletscher).

Unter Berücksichtigung dieser individuellen topographischen Gegebenheiten ist es in den meisten Fällen möglich, die $d/2$ -Depressionen als Mindestwerte (bei geringem Gefälle) oder als Maximalwerte (bei Steilstufen) für die tatsächliche, nach der 2:1-Flächenteilungsmethode berechnete SG-Depression zu beurteilen.

Die Streuung der $d/2$ -Werte ist aber allgemein zu gross, als dass die einfache Methode des halben Vertikalabstandes allein für die Bestimmung der SG-Depression und somit die Zuordnung spätglazialer Gletscherstände verwendet werden könnte. Nach den eigenen Erfahrungen sollte das $d/2$ -Verfahren nur aushilfsweise oder dann ausschliesslich in Verbindung mit der 2:1-Methode eingesetzt werden. Lässt sich z.B. mit der 2:1-Methode nur gerade der Egesen-Maximalstand eines Gletschers festlegen, so kann die $d/2$ -Methode dazu dienen, zumindest die SG-Depression zum nächstälteren (Daun) oder nächstjüngeren (Bocktentälli) Stand anzugeben. Diese SG-Differenzen sind in der Regel genügend genau, um damit eine Gliederung der Gletscherstände vorzunehmen.

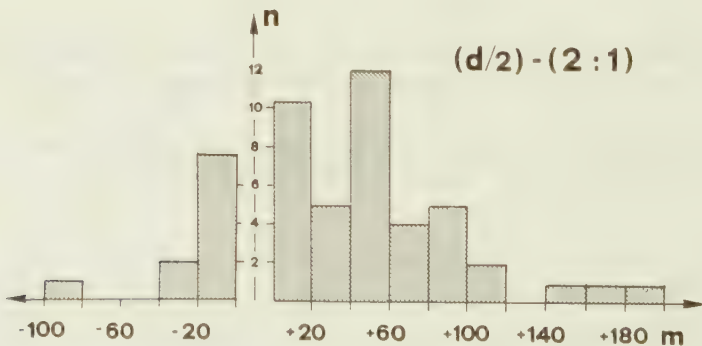


Fig. 14 Histogramm der Differenzwerte zwischen den Depressionen der $d/2$ - und der 2:1-Methode

VOLUMENBERECHNUNGEN AN SPAETGLAZIALEN GLETSCHERN

1. EINFUEHRUNG

In den modernen glaziologischen Untersuchungen, die die Erforschung des Zusammenhanges zwischen den Gletscher- und den Klimaschwankungen zum Ziele haben, kommt der regelmässigen Messung und Berechnung von Eisvolumenänderungen eine entscheidende Rolle zu. Da von allen Dimensionsänderungen eines Gletschers nach H. HOINKES (1962, S. 560) nur die Schwankungen des Massenhaushaltes in unmittelbarer Beziehung zu den klimatischen Verhältnissen stehen, können letztlich nur genaue Massenhaushaltsuntersuchungen in ausreichendem Masse das Verhalten einzelner Gletscher gegenüber klimatischen Veränderungen erklären.

Um die Volumen- und Massenänderungen eines Gletschers zu bestimmen, verwendet man in der Regel drei verschiedene, meist nebeneinander eingesetzte Methoden (vgl. H. HOINKES, 1962, 1970): die "geodätische", die "hydrologisch-meteorologische" und die "direkt glaziologische" Methode.

Für die beabsichtigte Volumenberechnung spätglazialer Gletscherstände kommt aus einleuchtenden Gründen dem Prinzip nach nur die geodätische Methode in Betracht. Dieses Verfahren beruht für die Berechnung von rezenten Gletscherveränderungen auf der Grundlage von mindestens zwei zu unterschiedlichen Zeitpunkten erstellten Kartenaufnahmen. Die Gegenüberstellung dieser möglichst grossmassstäblichen Schichtlinienplänen erlaubt dabei einen direkten geometrischen Vergleich der darauf festgehaltenen Gletscherausdehnungen (vgl. R. FINSTERWALDER, 1953, R. RUTISHAUSER, 1968, G. VORNDRAN, 1968, H. LANG und G. PATZELT, 1971, K. BRUNNER und H. RENTSCH, 1972). Da diese geodätische Methode im Gegensatz zu den übrigen Verfahren mit weit geringerem Aufwand durchgeführt werden kann, aber wegen der oft grossen zeitlichen Aufnahmeabständen in ihrer Aussagekraft jedoch wesentlich eingeschränkt bleibt, wird sie heute in erster Linie als unabhängige Kontrollmethode für die auf direkten Messungen im Gelände beruhenden anderen Verfahren eingesetzt (vgl. H. LANG und G. PATZELT, 1971).

Lassen sich mit der soeben erwähnten Bestimmungsmethode in bezug auf die Volumenverhältnisse nur Änderungen feststellen, so kann damit das Gesamtvolumen eines Gletschers noch nicht abgeschätzt werden. An rezenten Gletschern ist dies erst möglich, wenn die Eisdicke einigermaßen über die gesamte Gletscherfläche bekannt ist. Die Messung der Gletscherdicke kann in der Praxis je nach der gewünschten Genauigkeit auf verschiedene Arten erfolgen. Als klassische Methoden der Eisdickenmessung auf Alpengletschern werden vor allem seismische Verfahren eingesetzt (vgl. O. FOERTSCH und H. VIDAL, 1956, H. ROETHLISBERGER, 1972, H. MILLER, 1972,

Literaturverzeichnis in: H. VIDAL, 1979). Daneben werden auch Bohrungen (vgl. A. IKEN et al., 1976, H. OESCHGER et al., 1977), geoelektrische (vgl. H. ROETHLISBERGER, 1967, H. ROETHLISBERGER und R. VOEGTLI, 1967, W. FISCH et al., 1977), gravimetrische (vgl. H. LINDNER, 1980) und in zunehmendem Masse elektromagnetische Sondierungen durchgeführt (Dr. W. HAEBERLI, pers. Mittlg.). Diese direkten und indirekten Eisdickenmessungen als Grundlage für die Volumenbestimmung an rezenten Gletschern bedingen aber meist einen grossen technischen und personellen Aufwand.

In diesem Zusammenhang stellte sich nun die Frage, ob durch die Volumenbestimmung an spätglazialen Gletschern und die damit verbundene Erhebung verschiedener geometrischer Gletscherparameter nicht auch für heutige glaziologische Fragestellungen brauchbare Aspekte erarbeitet werden könnten. Auf dem indirekten Weg über die Berechnung ehemaliger Gletscherstände waren gegebenenfalls neue Anhaltspunkte oder sogar allfällige Zusammenhänge zu erwarten, die zum Beispiel für die Volumenabschätzung rezenter Gletscher verwendet werden könnten.

Das Arbeitsgebiet Mittelbünden schien für solche Untersuchungen durchaus geeignet zu sein, denn da es sehr viele, nicht allzu grosse aber zum Teil recht moränenreiche spätglaziale Gletscherstände aufweist, bot es für eine zuverlässige Rekonstruktion der damaligen Vergletscherung günstige Voraussetzungen.

2. FRAGESTELLUNG

Mit der 2:1-Flächenteilungsmethode ist in jüngster Zeit ein erfolgversprechendes Verfahren erarbeitet worden, um die Höhenlage von Schneegrenzen zu bestimmen. Um spätglaziale Gletscherstadien weitergehend zu beschreiben, habe ich zusätzlich die Volumenberechnung dazugenommen. Ziel war es, an möglichst vielen, gut rekonstruierbaren Ständen Volumenparameter zu erheben und ihre gegenseitige Beziehungen zu untersuchen. Insbesondere interessierten die Zusammenhänge zwischen

- Gletscherfläche und Gletschervolumen
- Gletscherfläche und mittlerer Eisdicke
- Lage der GWL und Volumenverhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet

Die im Gebiet Mittelbünden erfassten Gletscherstände mussten folgende Voraussetzungen erfüllen, damit die Volumenbestimmungen möglichst zuverlässig und vergleichbar ausfielen:

- Es kamen nur moränenreiche und somit gut abgrenzbare Gletscherstände in Betracht, die eindeutig ins Spätglazial-Schema passten.

- Die rezente Vergletscherung im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers durfte nicht grösser als $0,5 \text{ km}^2$ sein. Damit wurde vermieden, dass bei der Berechnung des Gesamtvolumens das vorläufig nur unsicher abschätzbare Volumen eines heute noch bestehenden Gletschers die Volumenberechnung mit einer weiteren Ungenauigkeit belastet hätte.

Auf diese Weise wurden insgesamt 63 spätglaziale Gletscherstände untersucht. Ihre Grösse variiert zwischen $0,218 - 9,073 \text{ km}^2$, wobei der Anteil der kleinen bis mittleren Gletscher überwiegt. In bezug auf die Gliederung verteilen sich die untersuchten Gletscherstände wie folgt auf die einzelnen Stadien:

GSCHNITZ	1
CLAVADEL	7
DAUN	20
EGESEN	35

3. DAS VORGEHEN BEI DER VOLUMENBESTIMMUNG (vgl. Fig. 15)

Die Volumenbestimmung an spätglazialen Gletschern wurde gemäss der von R. FINSTERWALDER (1953) beschriebenen Methode durchgeführt. Grundlagen waren die Landeskarte 1:25'000 und die bereits auf einer Deckpause angefertigte Rekonstruktionszeichnung. Auf diesem Blatt waren alle Höhenkurven der ehemaligen Gletscherfläche einzuzeichnen; 100 Meter Aequidistanz erwies sich als hinreichend. Nur bei Unstetigkeiten, wie z.B. Gefällsknicken im Gletscherbett, wurden die Kurven dichter gezogen. Da das Volumen von Akkumulations- und Ablationsgebiet einzeln berechnet werden sollte, war zudem die GWL einzuzeichnen, deren richtiger Verlauf durch nachträgliches Planimetrieren kontrolliert werden konnte.

Das Führen der Höhenlinien auf der virtuellen Eisoberfläche stellte die wohl schwierigste und mit den meisten Unsicherheiten belastete Aufgabe dar, denn ihr Verlauf repräsentiert im Vergleich zu den Höhenlinien der heute eisfreien Topographie unmittelbar die damalige Eisdicke. In Anlehnung an die von H. HESS (1904) gemachte Feststellung wurde generell angenommen, dass die Isohypsen im Ablationsgebiet konvex und im Akkumulationsgebiet konkav verlaufen. Unter Berücksichtigung der topographischen Gegebenheiten erwies sich diese Richtlinie als sinnvoll und war problemlos anzuwenden.

Waren im gleichen Talabschnitt verschiedene Gletscherstände zu berechnen, so wurde nach der Bestimmung des 1850er-Standes zuerst immer der kleinste spätglaziale Gletscherstand bearbeitet. Seine meist noch gut überschaubaren Verhältnisse boten noch keine besonderen Rekonstruktionsschwierigkeiten. Im weiteren Verlauf wurde jeweils der nächstältere Stand berechnet, und der bereits ausgewertete jüngere Stand bildete die Vergleichsbasis. Durch Uebereinanderlegen der einzelnen Rekonstruktionszeichnungen konn-

ten so auf einfache Art und Weise die Führung der Höhenlinien und des Eisrandes direkt verglichen und wenn nötig korrigiert werden. Dies verhinderte, dass zum Beispiel für einen egesen-äquivalenten Gletscherstand grössere Eisdicken angenommen wurden als für den bestimmt in jeder Hinsicht grösseren und mächtigeren Daun-Gletscher. Die Eisdickenunterschiede zweier verschiedener Stadien des gleichen Gletschers waren vor allem im Zungenbereich zu berücksichtigen, während die Höhenlinien im Akkumulationsgebiet, je nach Gletschergrösse, gegen den oberen Eisrand hin einander nach und nach angeglichen wurden.

Nach der vollständigen Rekonstruktion der ehemaligen Gletscheroberfläche wurden für sämtliche eingezeichneten Höhenlinien die entsprechenden "Höhenschnitte" gebildet. Diese, im vorliegenden Beispiel als A-H bezeichnet (vgl. Fig. 15), stellen horizontal den Gletscher unterteilende Schnittflächen dar, deren Begrenzungslinien, sofern richtig eingezeichnet, am Gletscherrand mit der Höhenlinie der Eisoberfläche zusammentreffen müssen. Diese horizontalen Flächen bilden für die Volumenberechnung die Grund- und Deckfläche eines schiefen Prismas. Die Führung dieser Höhenschnittlinien konnte in den meisten Fällen direkt entlang dem auf der Landeskarte eingezeichneten Höhenlinienverlauf erfolgen. Ueberall dort aber, wo eindeutig erst nach dem Gletscherrückgang erfolgte Akkumulationsformen in das ehemals eis-erfüllte Gelände hineinragen, wurden diese als "nicht existent" angenommen. Da es sich dabei meist um mächtige, am ausgebogenen Höhenkurvenverlauf deutlich erkennbare Schutt- und Schwemmkegel sowie zum Teil auch um Moränenkomplexe späterer Gletschervorstösse handelte, konnte diese Korrektur problemlos durchgeführt und somit eine weitere Fehlerquelle eliminiert werden.

Der gesamte Gletscher wurde so in mehrere prismatische Volumenabschnitte aufgeteilt, die nun einzeln zu berechnen waren. Zu diesem Zweck mussten alle Höhenschnittflächen planimetriert und die einzelnen Volumenabschnitte nach der folgenden Formel berechnet werden (als Beispiel der Abschnitt C-D):

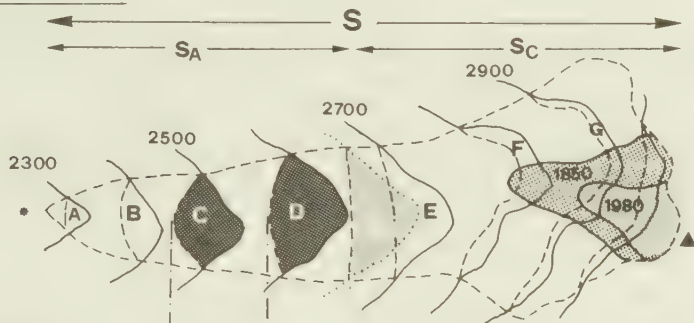
$$V_{(C-D)} = \frac{\text{Fläche C + D}}{2} \cdot \Delta H$$

Bei dieser schrittweisen Berechnung werden also Grund- und Deckfläche des schiefen Prismas gemittelt und mit dem Vertikalabstand, der in der Regel 100 Meter betrug, multipliziert. Im Bereich der Gletscherzunge, des oberen Gletscherrandes sowie der GWL war, je nach Höhenlage dieser Stellen, mit anderen ΔH -Werten zu rechnen. Im vorliegenden Beispiel musste im Bereich der auf 2670 m gelegenen GWL erst das Prisma D-GWL (2600 - 2670 m) mit einem ΔH von 70 Metern und darauf der Abschnitt GWL-E (2670 - 2700 m) mit einem ΔH von 30 Metern gerechnet werden.

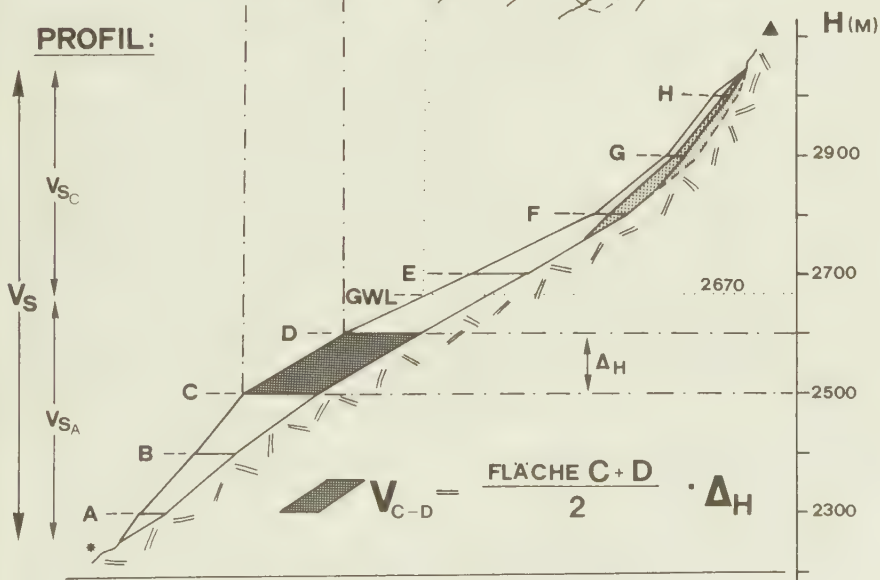
Die einzelnen Volumenabschnitte wurden sodann von unten nach oben aufsummiert und an der GWL für die Erhebung des Ablationsgebietsvolumens ein Zwischentotal gebildet.

DIE VOLUMENBERECHNUNG

AUFSICHT:



PROFIL:



LEGENDE:

- GLETSCHER HEUTE
- GLETSCHER UM 1850
- REKONSTRUIERTE GLETSCHEROBERFLÄCHE (SPÄTGLAZIAL)
- UNTERGRUND

- A - H** HÖHENSCHNITTE
- GWL** GLEICHGEWICHTSLINIE
- V_S** GESAMTVOLUMEN
- V_{SC}** VOLUMEN NÄHRGEBIET
- V_{SA}** VOLUMEN ZEHRGEBIET

FIG. 15

Setzte sich ein Gletscher aus mehreren Teilströmen zusammen, so war jeder Zufluss einzeln zu berechnen und zum Gesamttotal zu addieren, was jeweils mit einer zeitaufwendigen Planimetrier- und Rechenarbeit verbunden war.

Bestand im Einzugsgebiet des rekonstruierten Gletschers ein rezent Gletscher (Fläche $\leq 0,5 \text{ km}^2$), so wurde sein Volumen wie folgt berechnet: Seine Fläche wurde planimetriert und anschliessend mit der von F. MUELLER et al. (1976) für Gletscher dieser Grössenordnung angegebenen durchschnittlichen Eisdicke von 5 Metern multipliziert. Dieses so abgeschätzte rezente Volumen wurde dann zum Gesamtvolumen des spätglazialen Gletscherstandes dazugezählt. Da die rezenten Gletscher in Mittelbünden ohnehin sehr klein sind, dürfte bei diesem Vorgehen selbst ein grösserer Volumenfehler keinen Einfluss auf das viel mächtigere Gesamtvolumen haben und konnte somit in Kauf genommen werden.

Beim Betrachten der Fig. 15 fällt auf, dass das Volumen des Ablationsgebietes um einen allerdings kleinen Betrag zu gross berechnet wird. Unter der Annahme, dass die GWL eines Gletschers senkrecht zu dessen Strömungslinien verläuft, wird bei der Anwendung der horizontalen Schnittflächen ein an und für sich dem Akkumulationsgebiet zugehöriger Volumenabschnitt dem Ablationsgebiet zugerechnet. Dieser Fehlbetrag ist je nach Gletscher verschieden. Er ist aber umso geringer, je grösser der untersuchte Gletscher und je steiler die Topographie im Bereich der GWL ist. Wenn man annimmt, dass dieser Fehlbetrag nicht mehr als 10 % des direkt unterhalb der GWL gelegenen Volumenabschnittes ausmacht, so wird das Ablationsgebiet eines mittleren Gletschers gegenüber dem Akkumulationsgebiet höchstens um 1 % zu gross berechnet. Da die Unsicherheiten bei der Rekonstruktion der Gletscheroberfläche viel stärker ins Gewicht fallen dürften, kann man diesen an der GWL entstehenden Fehlbetrag vernachlässigen. Damit wird vermieden, dass die Volumenberechnung nicht noch durch weitere, den Mehraufwand kaum rechtfertigende Nebenberechnungen belastet wird.

Bei den einzelnen Berechnungen wurden an jedem Gletscher folgende Parameter erhoben:

S	Gesamtfläche des Gletschers	(km^2)
GWL	Höhe der Gleichgewichtslinie (2:1-Methode)	(m.ü.M.)
S_c	Fläche des Akkumulationsgebietes	(km^2)
S_a	Fläche des Ablationsgebietes	(km^2)
V_S	Gesamtvolumen des Gletschers	(km^3)
V_{Sc}	Volumen des Akkumulationsgebietes	(km^3)
V_{Sa}	Volumen des Ablationsgebietes	(km^3)
$\bar{H}_S$	Mittlere Gletscherdicke	(m)
$\bar{H}_{Sc}$	Mittlere Dicke des Akkumulationsgebietes	(m)
$\bar{H}_{Sa}$	Mittlere Dicke des Ablationsgebietes	(m)

Die Daten wurden sodann aufgelistet (vgl. Tab. 37) und graphisch dargestellt. Die statistische Auswertung erfolgte einerseits durch den Computer am Rechenzentrum der Universität Zürich und anderseits zusätzlich mit dem Taschenrechner.

4. DIE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN GLETSCHERFLAECHE UND VOLUMEN

Die Verteilung der 63 Einzelwerte zeigt, dass die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und Gletschervolumen (V_S) mit einer Regression zweiten Grades beschrieben werden kann (vgl. Fig. 16):

$$(1) \quad \underline{V_S = 0,007 S^2 + 0,037} \quad (r = 0,933; s_{y.x} = 0,048 \text{ km}^3)$$

Die Krümmung dieser Kurve scheint aber für die gegebene Stichprobe etwas stark. Eine lineare Regressionsgleichung in der Form

$$(2) \quad \underline{V_S = 0,056 S - 0,035} \quad (r = 0,958; s_{y.x} = 0,038 \text{ km}^3)$$

weist sogar einen grösseren Korrelationskoeffizienten und eine kleinere Residualstreuung auf. Sie schneidet aber bei $S = 0,625 \text{ km}^2$ die x-Achse, so dass Gletscher mit geringerer Fläche durch negative Volumenwerte beschrieben werden.

Bei der Interpretation von Gleichung (1) ist nicht auszuschliessen, dass der mit einer Parabel beschriebene Kurvenverlauf bei Gletschern mit über 10 km^2 Fläche einmal einen Wendepunkt aufweist und nachher asymptotisch verläuft. Eine Betrachtung derjenigen Gletscher, die im Bereich zwischen $4 - 9 \text{ km}^2$ Fläche deutlich unterhalb der Kurve (1) liegen, also durchschnittlich zu geringe Volumenwerte aufweisen, zeigt nämlich, dass diese bereits aus mehreren Zuflüssen bestehen und zum Teil auch erst unterhalb der GWL zusammentreffende Teilströme aufweisen. Somit ist ihr Gesamtvolumen aus den Teilvolumina ihrer Nebengletscher zusammengesetzt und somit bedeutend geringer, als es von einem einfachen Talgletscher von der gleichen Grösse erwartet werden könnte. Bei Gletschern mit über 10 km^2 Fläche tritt dieser Effekt sicher in verstärktem Masse in Erscheinung, denn bei dieser Flächengrösse gibt es zumindest im Gebiet Mittelbünden keine nur einfach zusammengesetzten Gletscher mehr. Vielmehr sind sogar zahlreichere Zuflüsse aus den Seitenkaren zu erwarten, die im Vergleich zu ihrer Fläche und ihrer oft nur geringen Dicke noch wenig Volumen beisteuern. Aufgrund dieser Überlegungen ist es ziemlich wahrscheinlich, dass bei noch auszuführenden Volumenberechnungen grösserer Gletscherstände eine Abflachung des Kurvenverlaufes (1) und somit mehr wieder eine Annäherung an eine lineare Gleichung festzustellen sein wird.

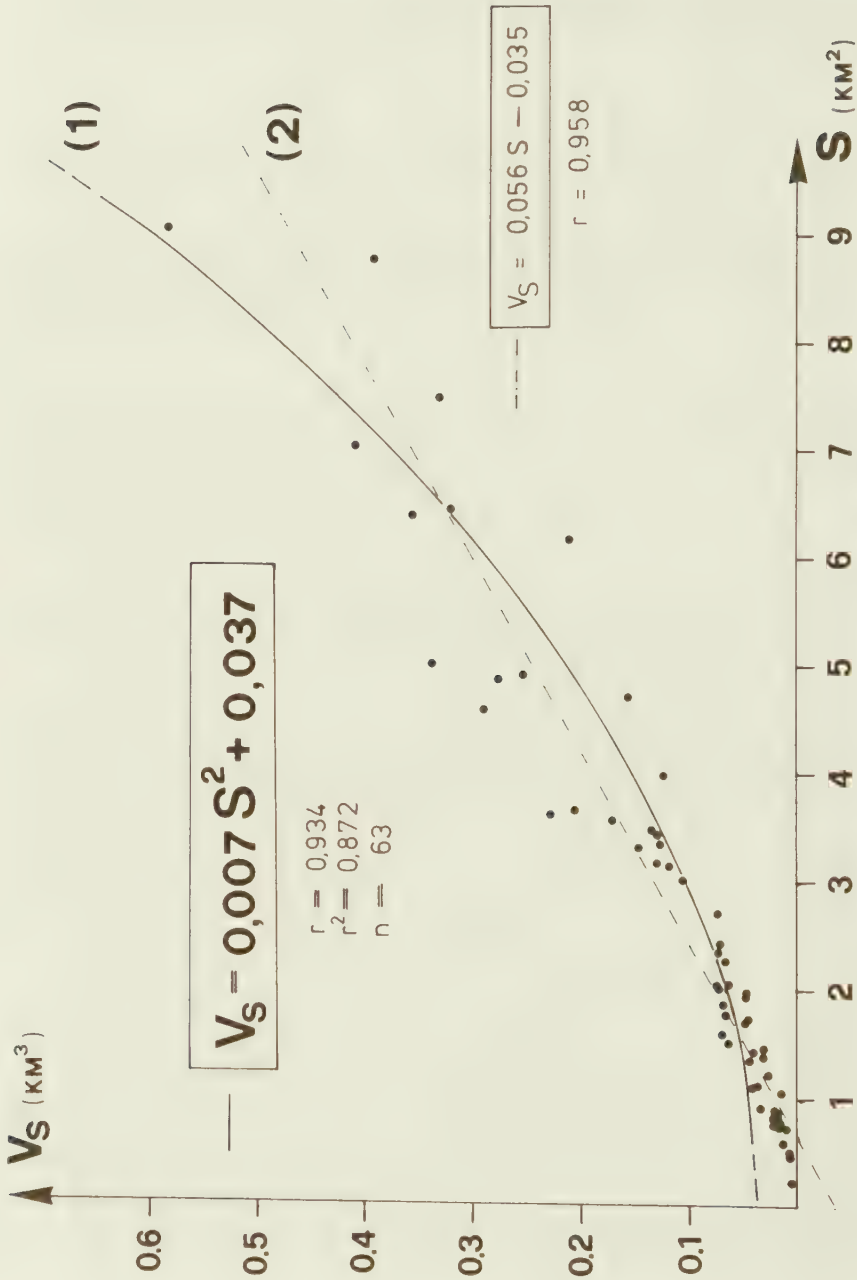


Fig. 16 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und Gletschervolumen (V_S)

Die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und Volumen des Akkumulationsgebietes (V_{SC}) zeigt mit der Gleichung (vgl. Fig. 17)

$$(3) \quad \underline{V_{SC} = 0,004 S^2 + 0,002} \quad (r = 0,922; S_{y.x} = 0,032)$$

im Vergleich zu Beziehung (1) einen ähnlichen, aber flacheren Kurvenverlauf. Eine lineare Gleichung liefert auch hier die besseren Schätzwerte:

$$(4) \quad \underline{V_{SC} = 0,031 S - 0,019} \quad (r = 0,951; S_{y.x} = 0,022)$$

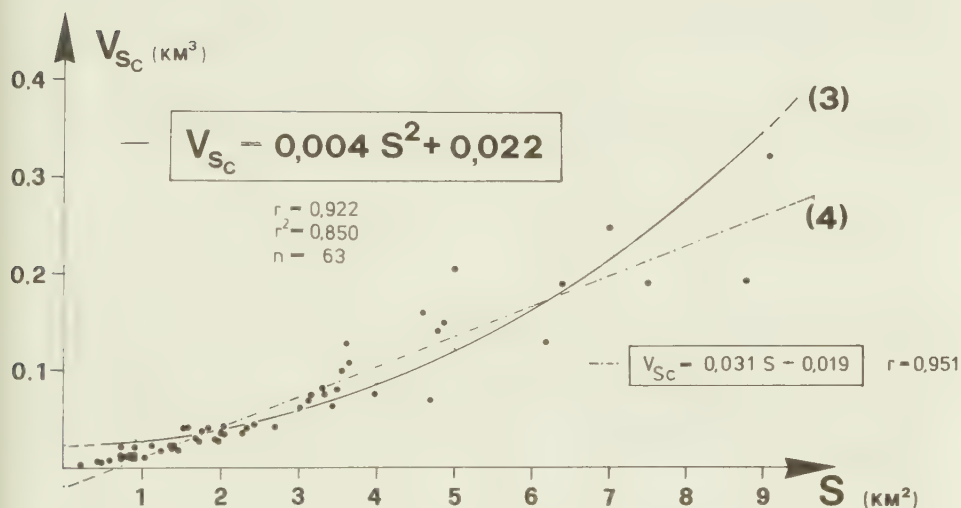


Fig. 17 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und Volumen des Akkumulationsgebietes (V_{SC})

5. DIE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN GLETSCHERFLÄCHE UND MITTLERER DICKE

Die mittlere Gletscherdicke ($\bar{H}_S$) wurde durch Division des Gesamtvolumens (V_S) durch die Gesamtfläche (S) berechnet. Die so erhaltenen Werte können am besten durch eine Wurzelfunktion beschrieben werden (vgl. Fig. 18):

$$(5) \quad \underline{\bar{H}_S = 17,6 \sqrt{S} + 7,8} \quad (r = 0,798 ; s_{y.x} = 8 \text{ m})$$

Mit $r = 0,798$ ist Gleichung (5) eine der weniger gut gesicherten Beziehungen. Da die Residualstreuung aber mit 8 m gering ist, liefert diese Regressionsgleichung trotzdem gute Anhaltspunkte, um aus bekannter Gletscherfläche die mittlere Eisdicke und somit auch das Volumen zu bestimmen.

F. MUELLER et al. (1976, S. 10) stellten aufgrund bekannter Dickenwerte rezenter Gletscher folgende, im Bereich zwischen 0,5 - 23 km² gültige Gleichung auf (vgl. Fig. 18):

$$(6) \quad \underline{\bar{H}_S = 15,4 \sqrt{S} + 5,2} \quad (n = 16; r = 0,83; s_{y.x} = 12 \text{ m})$$

Im Vergleich dazu zeigen die spätglazialen Dickenwerte zwar einen ähnlichen Verlauf. Bei gleicher Fläche muss aber zumindest im Bereich bis 9 km² im Durchschnitt mit rund 20 % grösseren Dickenwerten gerechnet werden. Dieser Unterschied könnte aber durchaus noch in den Unsicherheiten begründet sein, mit denen sowohl die modernen Dickenmessungen als auch die vorgenommenen Gletscherkonstruktionen belastet sind.

Eine Untergliederung und somit eine separate Berechnung von Gebirgs- bzw. Talgletschern, wie sie F. MUELLER et al. (1976) vorgenommen haben, schien im Falle der spätglazialen Gletscher nicht angebracht, da sich bei einer gesonderten Betrachtung der in der vorliegenden Stichprobe enthaltenen Gletschertypen generell keine unterschiedlichen Kurvenverläufe abzeichneten.

Da Gleichung (5) nur einen Gültigkeitsbereich von 0,5 - 9 km² aufweist, wurden die von F. MUELLER (1976, S. 11) tabellierten 16 Werte in die Rechnung einbezogen, um damit auch für die Abschätzung grösserer Gletscher eine weitere, jetzt mit einer bedeutend grösseren Anzahl von Werten gesicherte Gleichung zur Verfügung zu stellen (vgl. Fig. 19):

$$(7) \quad \underline{\bar{H}_S = 15,0 \sqrt{S} + 10,6} \quad (n = 79; r = 0,811; s_{y.x} = 11 \text{ m})$$

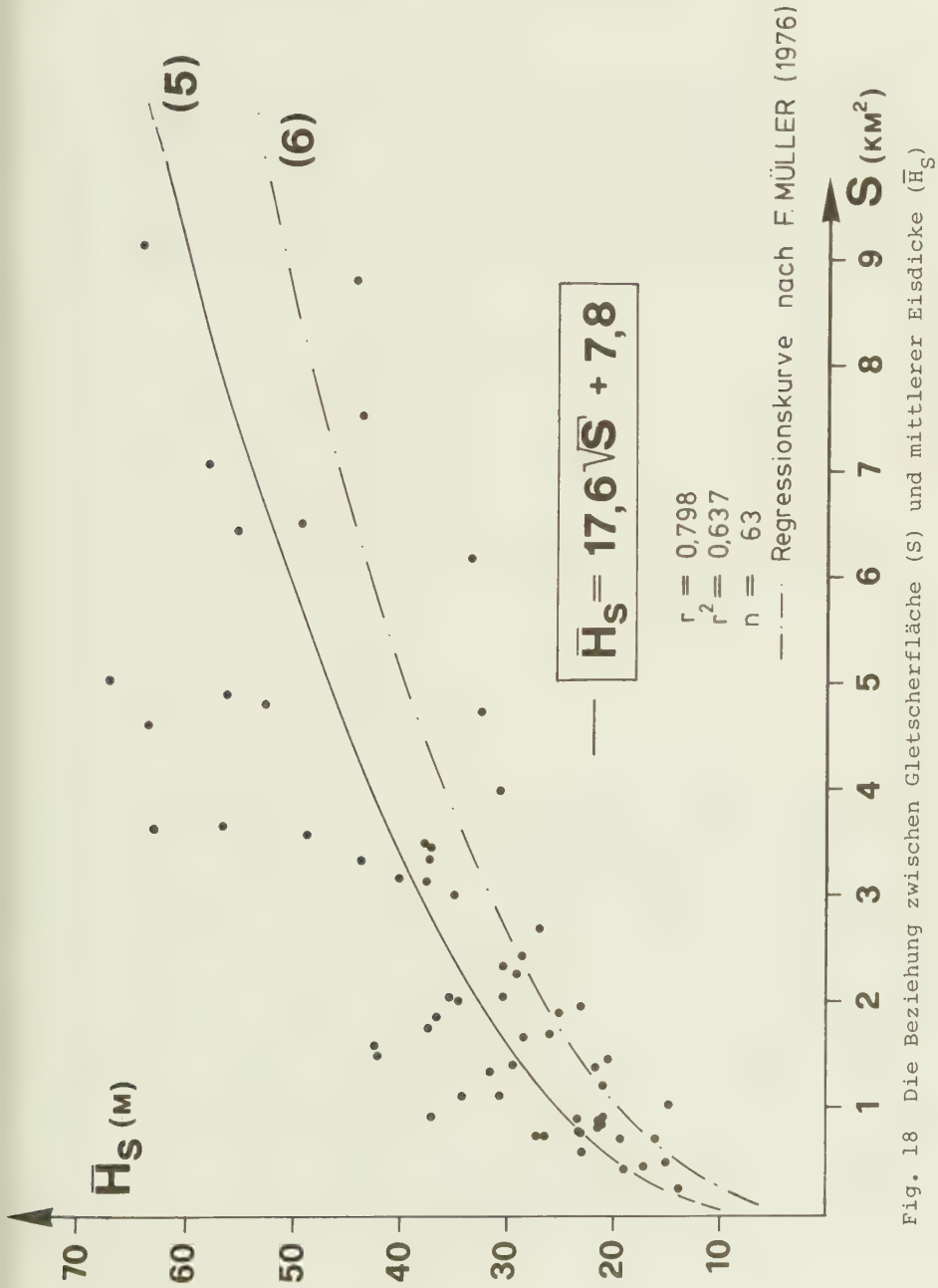


Fig. 18 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und mittlerer Eisdicke ($\bar{H}_S$)

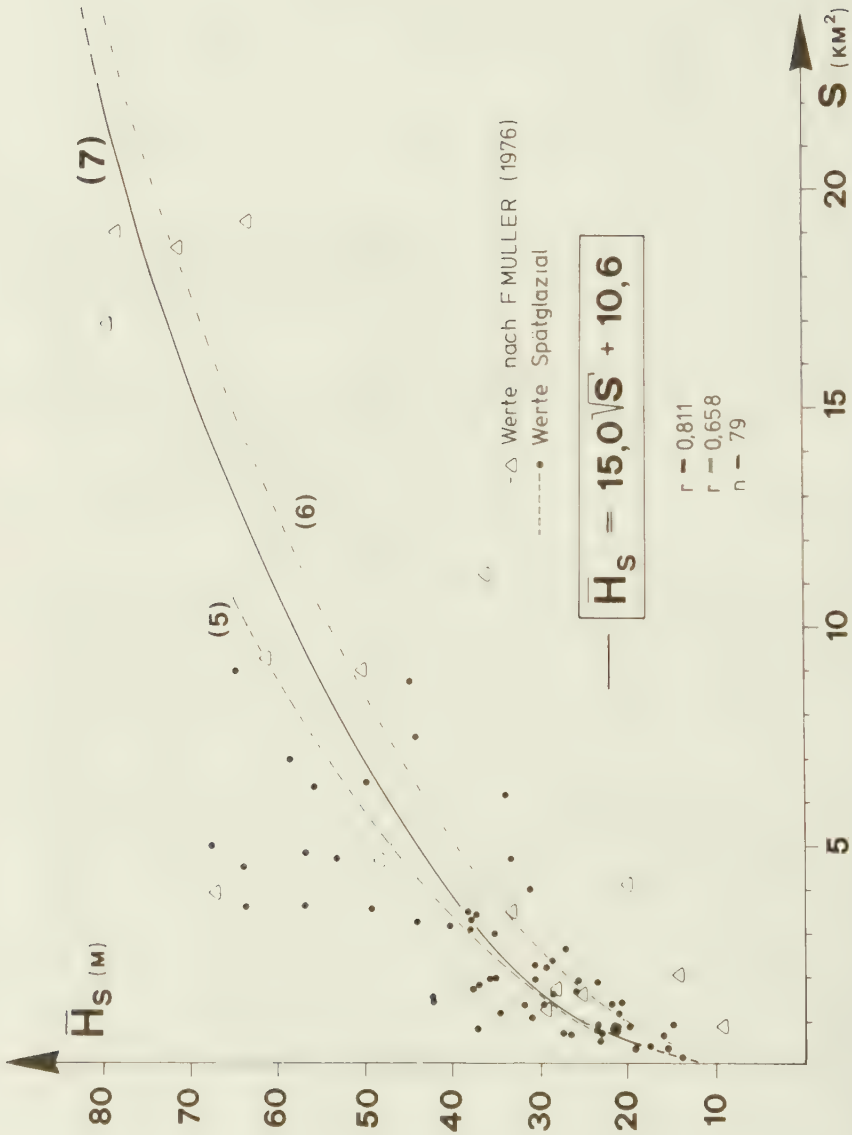


Fig. 19 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und mittlerer Eisdicke ($\bar{H}_S$)

Diese Regressionskurve verläuft erwartungsgemäss zwischen den Kurven (5) und (6) und stellt mit einem wesentlich grösseren Stichprobenumfang und einer lediglich 11 m betragenden mittleren Abweichung im Anwendungsbereich bis 23 km² eine deutliche Verbesserung von Gleichung (6) dar.

Entsprechend der mittleren Gletscherdicke (H_S) können auch für das Nähr- bzw. Zehrgebiet die jeweiligen mittleren Eisdicken berechnet werden. Dabei wurden analog die einzeln erhobenen Volumenwerte (V_{SC}) bzw. (V_{Sa}) durch die im Verhältnis 2:1 stehenden Flächen (S_C) resp. (S_a) dividiert. Die rechnerische Auswertung ergab zwei verschiedene Wurzelfunktionen. In der Darstellung (Fig. 20) ist jeder Gletscher durch die entsprechenden Dickenwerte seines Akkumulations- bzw. Ablationsgebietes, die durch einen senkrechten Strich miteinander verbunden sind, verdeutlicht.

$$(8) \quad \bar{H}_{Sa} = 24,0 \sqrt{S} + 8,2 \quad (r = 0,802; s_{y.x} = 11 \text{ m})$$

$$(9) \quad \bar{H}_{SC} = 14,4 \sqrt{S} + 7,5 \quad (r = 0,767; s_{y.x} = 8 \text{ m})$$

Der Verlauf dieser Kurven zeigt, dass das Ablationsgebiet (S_a) durchwegs grössere Eisdicken aufweist als das Akkumulationsgebiet (S_c). Nach der linearen Beziehung zwischen (H_{SC}) und (H_{Sa}) (vgl. Fig. 21)

$$(10) \quad \bar{H}_{Sa} = 1,5 \bar{H}_{SC} + 1,2 \quad (r = 0,924)$$

ist die mittlere Eisdicke im Ablationsgebiet rund 1,5 mal grösser als im Akkumulationsgebiet. Aufgrund der gemessenen Werte kann dieser Sachverhalt so erklärt werden, dass das Akkumulationsgebiet trotz doppelter Fläche nur etwa ein Viertel mehr an Volumen enthält als das Ablationsgebiet, und daher zwangsläufig auch die mittlere Eisdicke geringer ausfällt. Glaziologisch kann dieser Dickenunterschied mit dem Fliessverhalten des Gletschers erklärt werden. Dabei hängen die konkaven Höhenlinien im Akkumulationsgebiet bzw. die konvexen des Ablationsgebietes, die ja unmittelbar die Eisdicke repräsentieren, mit dem "extending flow" im Akkumulationsgebiet resp. dem "compressing flow" im Ablationsgebiet zusammen (vgl. W.S.B. PATERSON, 1969). Dieses Fliessverhalten und die entsprechende Durchbiegung der Höhenlinien dürften für diesen Dickenunterschied zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet verantwortlich sein.

Die praktische Anwendung obenstehender Gleichungen liegt darin, dass für bekannte Gletscherflächen zum Beispiel die mittlere Dicke der Gletscherzunge abgeschätzt werden kann. Dies kann unter Umständen bei der Rekonstruktion spätglazialer Gletscher von grossem Nutzen sein.

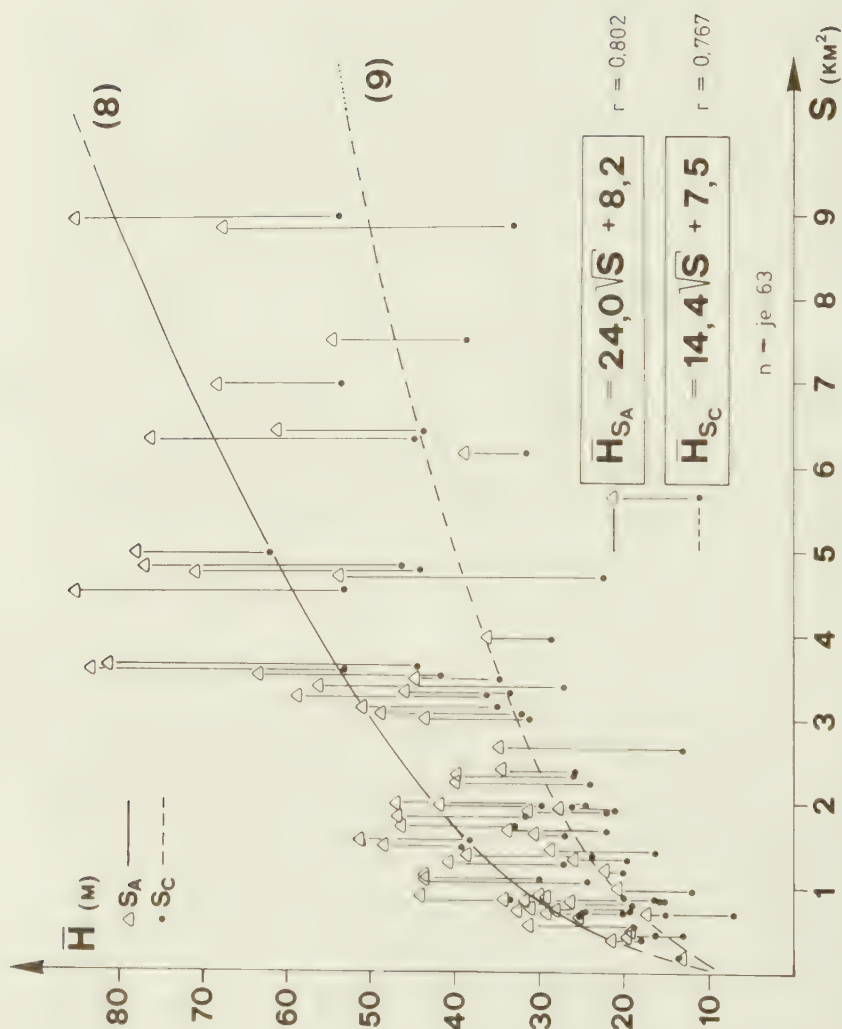


Fig. 20 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche (S) und
 - mittlerer Dicke des Ablationsgebietes ($\bar{H}_{SA}$)
 - mittlerer Dicke des Akkumulationsgebietes ($\bar{H}_{SC}$)

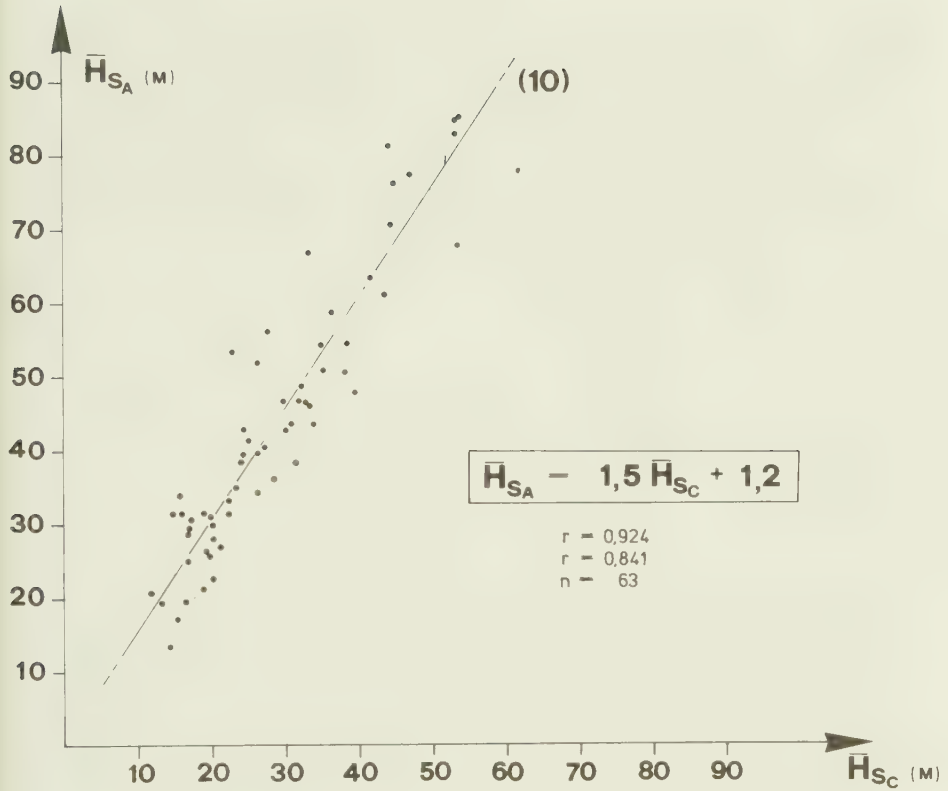


Fig. 21 Die Beziehung zwischen mittlerer Eisdicke im Akkumulationsgebiet ($\bar{H}_{SC}$) und mittlerer Eisdicke im Ablationsgebiet ($\bar{H}_{sa}$)

6. DER ZUSAMMENHANG ZWISCHEN DER LAGE DER GWL UND DEM GLETSCHERVOLUMEN

Bei den Volumenberechnungen an spätglazialen Gletscherständen ergab die Gegenüberstellung der Volumina von Akkumulations- und Ablationsgebiet die bezüglich der glaziologischen Aussage wohl interessantesten Ergebnisse. Schon während der Planimetrier- und Berechnungsarbeit zeigte es sich, dass die Volumina von Nähr- (V_{Sc}) und Zehrgebiet (V_{Sa}) in einem in der Grössenordnung stets ähnlichen Verhältnis mit dem Gesamtvolumen in Beziehung standen. Die rechnerische Auswertung sämtlicher 63 Gletscherstände ergab dabei folgende Regressionsgleichungen (vgl. Fig. 22, 23, 24):

$$(11) \quad \underline{V_{Sc} = 0,56 V_S} \quad (r = 0,996)$$

$$(12) \quad \underline{V_{Sa} = 0,44 V_S} \quad (r = 0,994)$$

$$(13) \quad \underline{V_{Sa} = 0,77 V_{Sc}} \quad (r = 0,980)$$

Damit bestehen zwischen den Volumina des Nähr- bzw. Zehrgebietes und dem Gesamtvolumen eines Gletschers eindeutige Beziehungen. In ergänzender Uebereinstimmung beträgt dabei nach Gleichung (11) das Volumen des Akkumulationsgebietes rund 56 % und nach Gleichung (12) das Volumen des Ablationsgebietes rund 44 % des gesamten Gletschervolumens (100 %). Somit kann man sagen, dass die nach dem 2:1-Flächenteilungsverfahren bestimmte GWL spätglazialer Gletscherstände deren Volumen in einem durchschnittlichen Verhältnis von 56:44 oder rund 1,3:1 von Nähr- zu Zehrgebiet teilt. Dabei ist nach Gleichung (13) das Volumen des Nährgebietes im Durchschnitt eindeutig grösser als das Zehrgebietsvolumen.

Diese offensichtlichen Beziehungen zwischen den Volumenverhältnissen machen deutlich, dass hinter der 2:1-Flächenteilungsmethode kaum zum vornherein erwartete Zusammenhänge stehen. Da die Berechnung der 2:1-GWL und die Erhebung der Volumenwerte an Gletschern vorgenommen wurden, bei denen die Gleichgewichtslage vorausgesetzt wurde, liegt es nun nahe anzunehmen, dass sich zum Zeitpunkt dieser Gletscherstände zwischen dem Akkumulations- und dem Ablationsgebiet ein Massengleichgewicht eingestellt hatte. Damit hätten sich die Eis-, Firn- und Schneemassen im Mittel über mehrere Jahre oberhalb und unterhalb der GWL die Waage gehalten. Unter dieser Voraussetzung müsste nach den oben dargestellten Durchschnittswerten die mittlere Dichte des Akkumulationsgebietes (D_{Sc}) etwas geringer sein als diejenige des Ablationsgebietes, die im allgemeinen mit dem Wert $0,90 \text{ g/cm}^3$ veranschlagt wird.

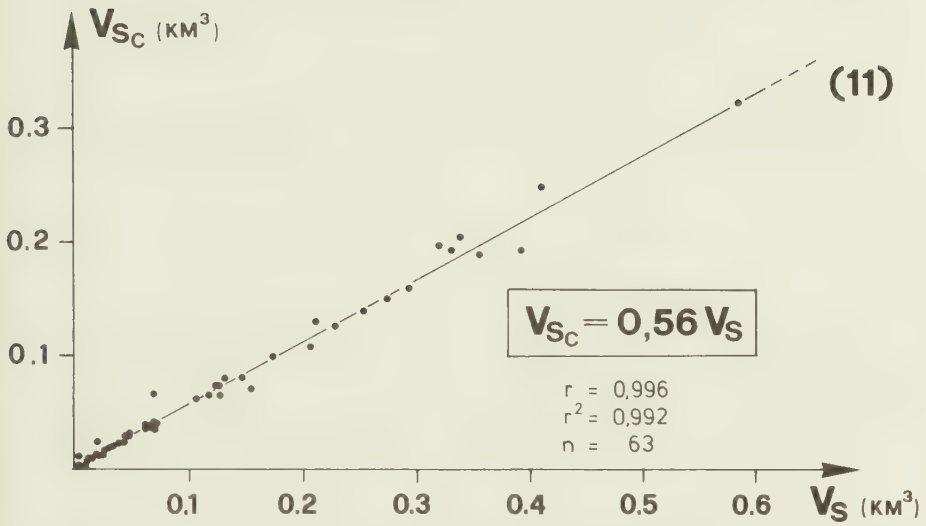


Fig. 22 Die Beziehung zwischen dem Gletschervolumen (V_S) und dem Volumen des Akkumulationsgebietes (V_{SC})

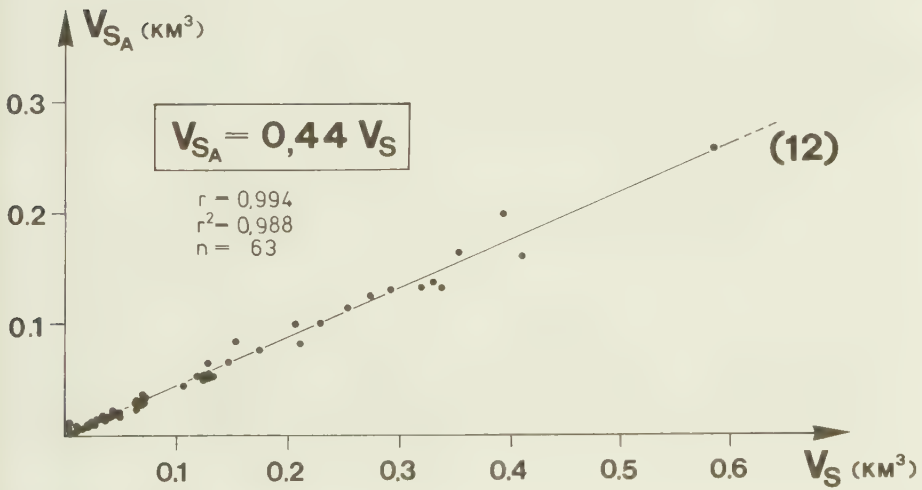


Fig. 23 Die Beziehung zwischen dem Gletschervolumen (V_S) und dem Volumen des Ablationsgebietes (V_{SA})

Im Durchschnitt aller 63 beobachteten spätglazialen Gletscher beträgt die mittlere Dichte des Akkumulationsgebietes

$$D_{Sc} = \frac{44 \times 0,90}{56} = 0,71 \text{ g/cm}^3$$

Daraus kann die mittlere Dichte des "Durchschnittsgletschers" bestimmt werden:

$$D_S = \frac{44 \times 0,90 + 56 \times 0,71}{100} = 0,79 \text{ g/cm}^3$$

In der Literatur konnten folgende Vergleichswerte gefunden werden: Zur Ermittlung des Wasserwertes eines Gletschers rechnen O. FOERTSCH und H. VIDAL (1956) mit einer Dichte von $0,80 \text{ g/cm}^3$, dem Mittelwert von Eis ($0,90 \text{ g/cm}^3$) und Firn ($0,70 \text{ g/cm}^3$). P. STEINHAUSER (1974) bestimmte aufgrund seismischer Wellengeschwindigkeiten die mittlere Dichte der Dachsteingletscher auf $0,83 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$. Nach den Angaben von W. AMBACH und H. EISNER (1966, S. 224) konnte die mittlere Dichte in einem 19,14 m tiefen, 12 Jahre umfassenden, auf 3240 m im Akkumulationsgebiet des Kesselwandferners gelegenen Firnschacht auf $0,76 \text{ g/cm}^3$ berechnet werden. Kernbohrungen, die im oberen Teil des Grenzgletschers (Colle Gnifetti, 4450 m) und im Ewigschneefeld (3360 m), im Akkumulationsgebiet des grossen Aletschgletschers, niedergebracht wurden (vgl. H. OESCHGER et al., 1977), zeigen, dass die Dichtewerte im temperierten und nassen Firn des Ewigschneefeldes im Durchschnitt höher lagen als im kalten Firn des Colle Gnifetti. Die höchsten Dichtewerte am Colle Gnifetti betrugen dabei zwischen $0,83$ und $0,86 \text{ g/cm}^3$ (Mittel $0,84 \text{ g/cm}^3$). Aus der Darstellung der Dichteprofile (S. 198) kann ungefähr abgeschätzt werden, dass die mittlere Dichte am Colle Gnifetti ungefähr zwischen $0,65 - 0,75 \text{ g/cm}^3$ liegt. Im Ewigschneefeld beträgt sie ungefähr $0,7 - 0,8 \text{ g/cm}^3$.

Diese Einzelwerte können aus verständlichen Gründen nicht direkt mit den oben berechneten Mittelwerten der spätglazialen Gletscher verglichen werden. Sie zeigen aber, dass die Grössenordnung der aus Volumenberechnungen abgeleiteten Dichtewerte ungefähr stimmt.

Da Firndicke und Firndichte bei allen Gletschern im Mittel etwa konstant bleiben, der Anteil des Firns an der Gesamtmächtigkeit des Akkumulationsgebietes aber mit zunehmender Grösse des Gletschers abnimmt, müsste mit zunehmender Gletscherfläche (S) eine Abnahme des Volumenverhältnisses ($V_{Sc} : V_{Sa}$) festzustellen sein. Dieser generelle Trend ist mit folgender Gleichung angedeutet (vgl. Fig. 25):

$$(14) \quad (V_{Sc} : V_{Sa}) = - 0,021 S + 1,41 \quad (r = - 0,196)$$

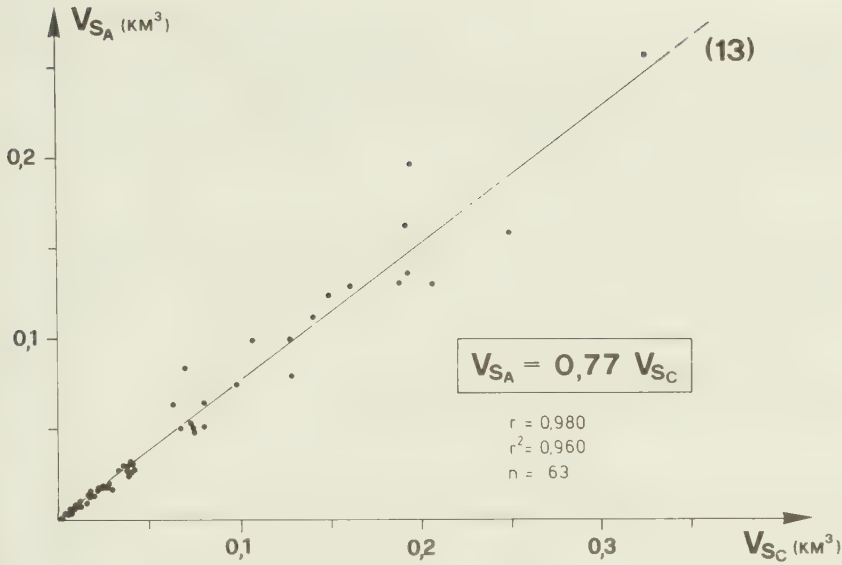


Fig. 24 Die Beziehung zwischen dem Volumen des Akkumulationsgebietes (V_{SC}) und dem Volumen des Ablationsgebietes (V_{SA})

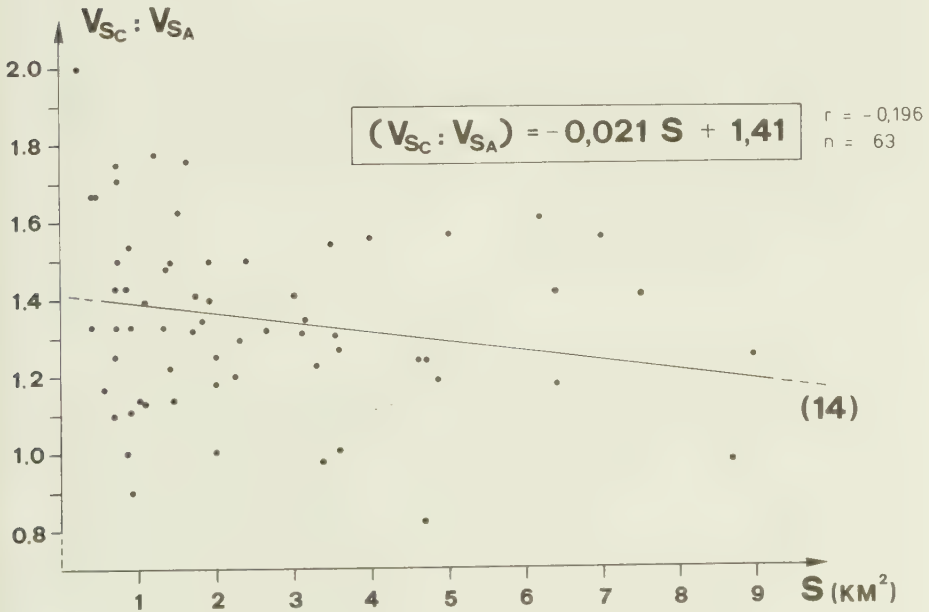


Fig. 25 Die Beziehung zwischen der Gletscherfläche (S) und dem Volumenteilungsverhältnis ($V_{SC} : V_{SA}$)

Mit einer 10 % Irrtumswahrscheinlichkeit (t-Test) ist diese Gleichung zwar nicht eindeutig gesichert. Sie steht aber zumindest nicht in Widerspruch zur Annahme, dass bei einem Gleichgewichtszustand des Gletschers zwischen dem Akkumulations- und dem Ablationsgebiet ein Massengleichgewicht eintritt. Auf alle Fälle wäre es interessant, auch bei grösseren Gletschern das Volumen zu bestimmen.

Die Frage nach den genauen physikalischen und gletschermechanischen Voraussetzungen, die letztlich hinter diesen Volumenbeziehungen stehen, ist noch weitgehend offen; die aufgezeigten Zusammenhänge sollen deshalb zur Diskussion gestellt werden.

7. DIE VOLUMENBERECHNUNG ALS BESTIMMUNGSMASS FUER DIE GWL SPAETGLAZIALER GLETSCHERSTAENDE

Die bisherigen Ausführungen haben gezeigt, dass die nach der 2:1-Methode bestimmte Gleichgewichtslinie mit der Massen- und Volumenverteilung eines Gletschers zusammenhängt. Es stellt sich deshalb die Frage, ob sich die Volumenberechnung nicht auch für die Abschätzung der GWL eignet.

Die Volumenberechnung fusst auf den selben zeichnerischen Grundlagen wie die 2:1-Flächenteilungsmethode. Sie ist jedoch viel aufwendiger und wird deshalb die allgemein einfacher durchzuführende Flächenteilung kaum ersetzen. Die "Volumenteilungsmethode" scheint in all denjenigen Fällen gerechtfertigt, in denen das Flächenteilungsverfahren keine befriedigenden Ergebnisse bringt. Zum Beispiel, wenn das Längsprofil eines Gletschers Stufen aufweist, die dann oft die Anwendung mehrerer Flächenteilungsverhältnisse erfordern (vgl. H. KERSCHNER, 1976, F. BEELER, 1977). Wie aber dieses 2:1-Teilungsverhältnis in diesen Spezialfällen abgeändert werden sollte, hat noch niemand grundlegend festgelegt und blieb somit weitgehend dem Gutdünken des jeweiligen Bearbeiters überlassen.

Ein Anwendungsbeispiel soll zeigen, wie sich die Volumenteilungsmethode für die Bestimmung der GWL spätglazialer Gletscherstände eignen kann.

Vorerst sollen aber die Volumenverhältnisse an einem "durchschnittlichen" Gletscherstand, im folgenden am Beispiel des egeen-äquivalenten Standes des Vadret Pischa (Val d'Es-cha), dargestellt werden (vgl. Fig. 26). In einem Summationsdiagramm sind die Fläche und das Volumen in ihren prozentualen Anteilen am Gesamtgletscher (100 %) in ihrer höhenmässigen Verteilung aufgetragen. Nach der 2:1-Flächenteilungsmethode kann man die GWL so bestimmen, indem man den Anteil des Ablationsgebietes (hier 1/3 der Gesamtfläche) auf der Abszisse markiert, den Wert auf die Flächenkurve überträgt und schliesslich an der Ordinate die Höhe der GWL abliest. In diesem "Normalfall" teilt die 2:1-

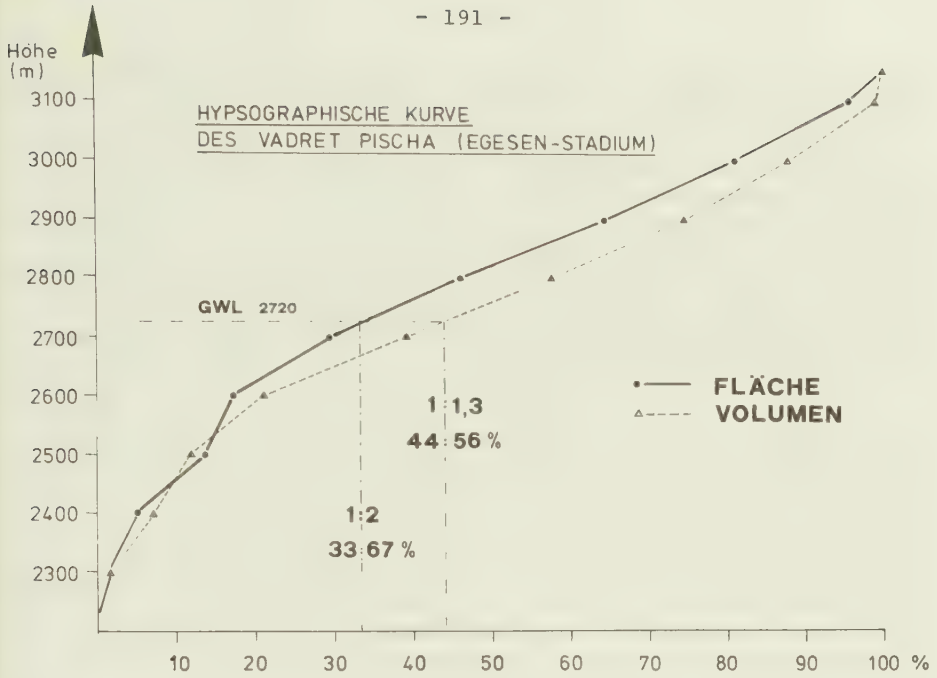


Fig. 26

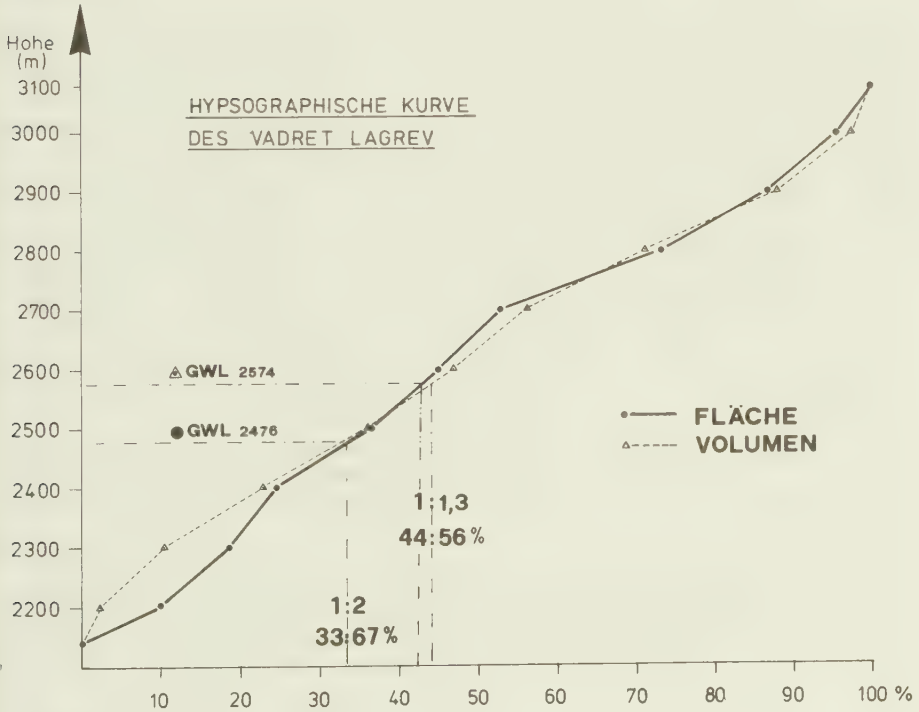


Fig. 27

GWL das Volumen des Gletschers im besagten Verhältnis von 56:44. Die Kurven von Fläche und Volumen sind dementsprechend im Bereich der GWL deutlich voneinander verschieden.

Anders liegen die Verhältnisse am Vadret Lagrev. Dieser Gletscher befindet sich in einem Seitenabschnitt der Julierpassfurche im Arbeitsgebiet von J. SUTER (1981, S. 76). Im Spätglazial reichte der Gletscher noch bis in die Passtalung hinunter, wo er einen deutlichen, formfrischen und blockreichen Endmoränenbogen ablagerte. Aufgrund dieser morphologischen Kennzeichen ist die Einordnung in das Egesen-Stadium gerechtfertigt, was auch Prof. HEUBERGER (pers. Mittlg.) bestätigt. Das rekonstruierbare Ablationsgebiet dieses Gletscherstandes weist einen deutlichen Steilabfall auf, der als Mündungsstufe in Erscheinung tritt.

Die Berechnung der Schneegrenze des 1850er-Standes ergab ein BZN von 2775 m. Der spätglaziale Gletscherstand weist bei einer GWL von 2476 m damit eine SG-Depression von 299 Metern auf. Er müsste dem Betrag nach somit eindeutig dem Daun-Stadium zugewiesen werden. Dieser Befund steht aber im Widerspruch zu den hier überaus deutlichen morphologischen Kriterien und zu der Tatsache, dass rund 1 km weiter talabwärts das Daun-Stadium in der Form eines deutlich solifluidal überprägten, nur auf kurzer Strecke erhaltenen und somit in jeglicher Hinsicht die daun-charakteristischen Merkmale aufweisenden Moränenwalles lokalisiert werden konnte (J. SUTER, 1981).

Da SG-Berechnung und morphologischer Befund nicht in Einklang stehen, wurde das Volumen des spätglazialen Vadret Lagrev untersucht und wie in Kap. G 3.3. beschrieben berechnet. Die hypsographischen Kurven des Volumens und der Fläche zeigen nun im Vergleich zum oben beschriebenen "Normalfall" ein anderes Bild. Die Flächenkurve verdeutlicht, dass der Zungenbereich des Vadret Lagrev überdurchschnittlich gross, im Verhältnis zum Volumen aber nur wenig mächtig ist. Diese Feststellung wird bestätigt durch den Verlauf der Moränen, die eine fladenartige Ausbreitung des Gletschers im Zungenbereich anzeigen. Bei der Anwendung der 2:1-Flächenteilung wirkt sich nun dieser Umstand dahingehend aus, dass die zu grosse Fläche im Ablationsgebiet die GWL "hinterdrückt". Teilt man jetzt nämlich die Volumenkurve im Verhältnis von 56:44, so resultiert daraus eine um rund 100 Meter höhere GWL. Aufgrund der Volumenteilung beträgt dann die SG-Depression nur noch 201 Meter. Sie steht damit viel besser in Einklang mit den auch sonst in der näheren Umgebung für das Egesen-Stadium festgestellten Depressionsbeträgen (vgl. J. SUTER, 1981). Da nicht zu erwarten ist, dass die SG-Depression gerade hier für das Egesen-Stadium grössere Werte annehmen sollte, liefert also in diesem Fall die Volumenteilung viel die vertretbareren Werte.

Wollte man jetzt mit der Flächenteilungsmethode auf ähnliche Depressionswerte kommen, so ist aus der Darstellung ersichtlich, dass dazu mit einem Teilungsverhältnis von rund 58:42 oder 1,4:1 ($S_C:S_A$) gerechnet werden müsste. Diese Feststellung ist umso

erstaunlicher, als man bisher angenommen hat (vgl. F. BEELER, 1977, S. 230 ff), dass bei Steilstufen im Ablationsgebiet mit einem grösseren Verhältnis, z.B. 2,5:1 oder gar 3:1, gerechnet werden müsste. Offenbar stellt diese Annahme keine allgemein gültige Regel dar. Bei schwierigen Einzelfällen sollte daher stets auch eine Volumenberechnung durchgeführt werden.

Es ist aber zu erwähnen, dass es in den meisten Fällen, in denen die 2:1-Flächenteilungsmethode zu keinen befriedigenden Resultaten führt, auch schwierig sein wird, die Volumenmethode anzuwenden. Die Bestimmung des Volumens stellt nämlich an die Genauigkeit der Rekonstruktion des ehemaligen Gletschers viel grössere Ansprüche. Abgesehen von den wie oben beschriebenen Einzelfällen kann die Volumenteilungsmethode bei den einigermaßen gut rekonstruierbaren Gletscherständen aber als wertvolles Hilfsmittel zur Kontrolle der 2:1-Flächenteilung eingesetzt werden, indem sie mögliche Maximal- oder Minimalwerte für die Lage der GWL angeben kann.

Nr	FLACHE			VOLUMEN			DICKE		
	S	S _C	S _A	V _S	V _{SC}	V _{SA}	H _S	H _{SC}	H _{SA}
1	4,763	3,17	1,593	2,21	1,41	0,803	46,2	44,1	71,1
2	3,309	2,209	1,099	1,37	0,89	0,48	40,2	38,2	61,2
3	3,436	2,21	1,226	1,42	0,89	0,53	41,2	38,2	61,2
4	3,309	2,209	1,099	1,37	0,89	0,48	40,2	38,2	61,2
5	3,309	2,209	1,099	1,37	0,89	0,48	40,2	38,2	61,2
6	3,309	2,209	1,099	1,37	0,89	0,48	40,2	38,2	61,2
7	3,309	2,209	1,099	1,37	0,89	0,48	40,2	38,2	61,2
8	1,753	1,119	0,634	0,75	0,48	0,27	42,2	40,2	66,2
9	1,883	0,993	0,89	0,81	0,48	0,33	42,2	40,2	66,2
10	0,714	0,475	0,238	0,314	0,20	0,114	42,2	40,2	66,2
11	1,493	0,993	0,500	0,63	0,41	0,22	42,2	40,2	66,2
12	0,506	0,337	0,169	0,21	0,14	0,07	42,2	40,2	66,2
13	3,339	2,209	1,130	1,41	0,89	0,52	42,2	40,2	66,2
14	4,803	3,203	1,600	2,04	1,31	0,73	42,2	40,2	66,2
15	6,394	4,263	2,131	2,74	1,71	0,93	42,2	40,2	66,2
16	3,623	2,413	1,210	1,57	1,07	0,50	42,2	40,2	66,2
17	4,567	3,345	1,222	1,91	1,31	0,60	42,2	40,2	66,2
18	5,309	3,339	1,970	2,27	1,37	0,90	42,2	40,2	66,2
19	2,327	1,551	0,776	0,971	0,64	0,331	42,2	40,2	66,2
20	3,158	2,115	1,043	1,31	0,89	0,42	42,2	40,2	66,2
21	1,169	0,739	0,430	0,49	0,31	0,18	42,2	40,2	66,2
22	1,573	1,033	0,540	0,63	0,41	0,22	42,2	40,2	66,2
23	1,116	0,747	0,369	0,47	0,31	0,16	42,2	40,2	66,2
24	1,373	0,917	0,456	0,53	0,33	0,20	42,2	40,2	66,2
25	2,009	1,339	0,670	0,89	0,57	0,32	42,2	40,2	66,2
26	9,073	6,049	3,024	3,94	2,57	1,37	42,2	40,2	66,2
27	3,131	2,087	1,044	1,18	0,77	0,41	42,2	40,2	66,2
28	3,589	2,393	1,196	1,37	0,89	0,48	42,2	40,2	66,2
29	7,22	4,884	2,336	2,81	1,81	0,90	42,2	40,2	66,2
30	2,253	1,504	0,749	0,89	0,57	0,32	42,2	40,2	66,2
31	4,691	3,127	1,564	1,94	1,21	0,73	42,2	40,2	66,2
32	0,792	0,526	0,266	0,31	0,20	0,11	42,2	40,2	66,2
33	1,943	1,29	0,653	0,74	0,47	0,27	42,2	40,2	66,2
34	8,783	5,853	2,930	3,94	2,57	1,37	42,2	40,2	66,2
35	1,898	1,26	0,638	0,74	0,47	0,27	42,2	40,2	66,2
36	2,434	1,623	0,811	0,94	0,61	0,33	42,2	40,2	66,2
37	2,983	2,007	0,976	1,18	0,77	0,41	42,2	40,2	66,2
38	6,185	4,123	2,062	2,57	1,61	0,90	42,2	40,2	66,2
39	1,016	0,677	0,339	0,41	0,26	0,15	42,2	40,2	66,2
40	0,464	0,309	0,155	0,18	0,11	0,06	42,2	40,2	66,2
41	1,456	0,972	0,484	0,57	0,36	0,21	42,2	40,2	66,2
42	2,067	1,378	0,689	0,81	0,51	0,30	42,2	40,2	66,2
43	0,878	0,58	0,298	0,31	0,20	0,11	42,2	40,2	66,2
44	0,836	0,571	0,265	0,31	0,20	0,11	42,2	40,2	66,2
45	0,482	0,323	0,159	0,18	0,11	0,06	42,2	40,2	66,2
46	1,109	0,739	0,370	0,47	0,31	0,16	42,2	40,2	66,2
47	1,343	0,913	0,430	0,57	0,36	0,21	42,2	40,2	66,2
48	2,016	1,344	0,672	0,81	0,51	0,30	42,2	40,2	66,2
49	0,773	0,513	0,260	0,31	0,20	0,11	42,2	40,2	66,2
50	0,691	0,461	0,230	0,26	0,17	0,09	42,2	40,2	66,2
51	1,033	0,689	0,344	0,41	0,26	0,15	42,2	40,2	66,2
52	1,898	1,26	0,638	0,74	0,47	0,27	42,2	40,2	66,2
53	1,328	0,883	0,445	0,57	0,36	0,21	42,2	40,2	66,2
54	1,413	0,943	0,470	0,57	0,36	0,21	42,2	40,2	66,2
55	0,909	0,606	0,303	0,36	0,23	0,12	42,2	40,2	66,2
56	0,218	0,145	0,073	0,09	0,06	0,03	42,2	40,2	66,2
57	1,033	0,689	0,344	0,41	0,26	0,15	42,2	40,2	66,2
58	1,114	0,744	0,370	0,47	0,31	0,16	42,2	40,2	66,2
59	1,418	0,948	0,470	0,57	0,36	0,21	42,2	40,2	66,2
60	0,909	0,606	0,303	0,36	0,23	0,12	42,2	40,2	66,2
61	1,114	0,744	0,370	0,47	0,31	0,16	42,2	40,2	66,2
62	1,418	0,948	0,470	0,57	0,36	0,21	42,2	40,2	66,2
63	1,114	0,744	0,370	0,47	0,31	0,16	42,2	40,2	66,2

Tabelle der erhobenen Gletscherparameter

Fläche: S Gesamtfläche
 Sc Fläche Akkumulationsgebiet
 Sa Fläche Ablationsgebiet
Volumen: V_S Gesamtvolumen
 V_{SC} Volumen Akkumulationsgebiet
 V_{SA} Volumen Ablationsgebiet

Dicke: $\bar{H}$ mittlere Dicke des Gletschers
 $\bar{H}_{SC}$ mittlere Dicke des Akkumulationsgebietes
 $\bar{H}_{SA}$ mittlere Dicke des Ablationsgebietes

H ZUSAMMENFASSUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

- Mit meiner Arbeit habe ich versucht, sämtliche erkennbaren Spuren ehemaliger Gletscherstände zu erfassen und zu gliedern. Daraus ist die im Anhang beigelegte Karte "Gletscherstände und Schuttkörper im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal" entstanden.
- Bei der Gliederung der Gletscherstände habe ich die seit der grundlegenden Arbeit von H. HEUBERGER (1966) allgemein üblichen Begriffe "Steinach - Gschnitz - Daun - Egesen" verwendet. Diese Abfolge erwies sich in ihren Grundzügen und typischen Merkmalen auch in Mittelbünden als gültig und konnte bestätigt werden.
- Innerhalb dieser herkömmlichen Gliederungsreihe konnten noch zwei weitere Gletschervorstösse genauer erfasst werden:

Das Clavadel-Stadium zeichnet sich zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium ab. Ausgehend von der Situation bei Clavadel (Sertigtal) umfasst dieses Stadium in der Regel den ersten markanten Gletschervorstoss nach dem Gschnitz-Stadium. Die Moränen dieser Serie sind im allgemeinen formfrisch erhalten. Die SG-Depression beträgt an der Typuslokalität 424 m; äquivalente Gletscherstände weisen SG-Depressionen von 380 - 460 m (Mittel bei 420 m) auf.

Der Bocktentälli-Vorstoss stellt innerhalb des Egesen-Stadiums die zweite deutlich unterscheidbare Phase dar. Der Bocktentälligletscher (hinteres Chüealptal, Sertig) durchstieß und überschüttete dabei die Ufermoräne des Egesen-Maximalstandes und hatte damit eindeutig den Charakter eines Wieder- vorstosses.

Bocktentälli-Moränen sind im allgemeinen formfrisch und fallen meist durch ihre grobblockige Gesteinszusammensetzung auf. Oft scheint zu dieser Zeit auch eine verstärkte Felsbruch- und Steinschlagfähigkeit stattgefunden zu haben. Die Schneegrenzdepression des Bocktentällistandes beträgt 120 Meter; äquivalente Gletscherstände weisen SG-Depressionen von 105 - 145 Metern auf. Die Regressionsgleichung für den Bocktentälli-Stand lautet:

$GWL (Bockten) = 1,092 BZN - 380.$

Diese weitere Untergliederung des bisherigen Spätglazial-Schemas war möglich, weil die Gletscher verhältnismässig klein waren und somit günstige Voraussetzungen für eine zuverlässige Schneegrenzrekonstruktion boten. Da das Untersuchungsgebiet zudem grossräumig gewählt wurde, konnten die-

se neu eingeführten Vorstösse an mehreren Stellen nachgewiesen werden. Es ist daher durchaus denkbar, dass das Clavadel-Stadium und der Bocktentälli-Stand auch über diesen regionalen Rahmen hinaus gültig sind.

- Für den Daun- und den Egesen-Maximalstand sowie für den Kromer-Stand gelten im Raume Mittelbünden folgende Regressionsgleichungen:

GWL (Daun) = 0,962 BZN - 196

GWL (Egesen) = 1,026 BZN - 279

GWL (Kromer) = 1,044 BZN - 196

Diese Geraden mit Steigungen nahe bei 1 verlaufen ungefähr parallel. Dies zeigt, dass sich die einzelnen Schneegrenzabsenkungen für den Raum Mittelbünden stets ähnlich und mit einheitlichen Beträgen ausgewirkt haben.

- In bezug auf die Gletschergeschichte konnte im Moor "Crap Alv" erstmals der Nachweis erbracht werden, dass das Daun-Stadium älter als das Alleröd-Interstadial ist. Zudem konnte gezeigt werden, dass der Albulagletscher noch zur Zeit des Alleröd eine grössere Ausdehnung gehabt haben muss als während der Egesen-Vorstösse in der Jüngeren Dryas. Aus diesen Gründen kann das Daun-Stadium höchstwahrscheinlich mit der dem Alleröd vorangehenden Kaltphase der Älteren Dryas parallelisiert werden. Ausserdem zeichnete sich ein Hinweis ab, dass die "Larstig-Schwankungen" der Misoxer-Kaltphase oder dem Frosnitz-Hochstand der Ostalpen entspricht.
- Im Gebiet des Moores Porchabella 1 (2045 m) lag die Waldgrenze vor rund 4400 Jahren mindestens 100 Meter höher als die heutige potentielle Waldgrenze. Dieser Waldgrenzanstieg belegt die relative Warmzeit zwischen der Rotmoos 2- und der Löbbenschwankung.
- Um 2900 Jahre vor heute lag die Waldgrenze im Gebiet des Moores Porchabella 2 (2295 m) mindestens auf gleicher Höhe wie die heutige potentielle Waldgrenze. Zeitlich fällt dieser Nachweis in den Zeitraum zwischen Löbbsen- und dem Stein-gletscher-Vorstoss.
- In den meisten Fällen waren die Gletscher im ganzen Postglazial kleiner als während des neuzeitlichen Hochstandes um 1850. Die postglazialen Moränenablagerungen bestehen meist aus den Schüttungen mehrerer Vorstösse. An einzelnen Gletschern zeichnete sich auch der 1920er-Vorstoss ab.
- Die Gletscherstände und die Schuttkörper (v.a. Blockgletscher) wurden zusammenfassend in einem Modell dargestellt (vgl. Fig. 10). Es verdeutlicht den gletschergeschichtlichen Ablauf und die damit verbundenen Vorgänge.

- Die Untersuchungen über den Totalbergsturz ergaben, dass dieses Ereignis mindestens aus drei Phasen bestand. Da die Serpentin-Sturzmassen innerhalb der gschnitz-äquivalenten Ausdehnung des Davoser-Gletschers liegen und ausserdem am Ausgang des Mönchalptales von Moränenmaterial des Clavadel-Stadiums bedeckt sind, konnte der Bergsturz zeitlich zwischen Gschnitz- und Clavadel-Stadium eingegabelt werden.

Der mit dem Bergsturz in Verbindung gebrachte Grossdavosersee wies mindestens zwei Phasen auf. Zur Zeit des Gschnitz-Stadiums bestand zwischen Glaris und Monstein ein erster, gletschergestauter See. Während der zweiten, viel bedeutenderen Phase war es der clavadel-äquivalente Chummertälligletscher, der den See staute. Erst zu dieser Zeit wurde das Delta von Frauenkirch aufgeschüttet. Nach den lithologischen Befunden besteht es aus dem Moränenmaterial des Clavadel-Vorstosses des Sertiggletschers. Damit kann gezeigt werden, dass der Grossdavosersee in engem Zusammenhang mit den gletschergeschichtlichen Ereignissen steht. Er war somit nicht ausschliesslich die Folge des Totalbergsturzes.

- Die Volumenberechnungen an spätglazialen Gletscherständen haben zu mehreren glaziologischen Beziehungen zwischen den erhobenen Parametern geführt. Die daraus abgeleiteten Gleichungen können dazu verwendet werden, auf einfache Weise Volumen und Mächtigkeit rezenter Gletscher abzuschätzen. Ausserdem wurde gezeigt, dass die Lage der nach der 2:1-Flächenteilungsmethode bestimmten Gleichgewichtslinie unmittelbar in Zusammenhang mit den Volumen- und Massenverhältnissen eines Gletschers steht. Aus den einzelnen Gleichungen ergab sich, dass ein Gletscher dann im Gleichgewicht steht, wenn sich die Massen seines Akkumulations- und Ablationsgebietes im Mittel über mehrere Jahre die Waage halten. Bei den untersuchten Gletschern wurde dieses Massengleichgewicht im Gültigkeitsbereich von 0,5 bis 9 km² Fläche mit einem durchschnittlichen und gerundeten Volumenverhältnis $V_{Sc} : V_{Sa} = 1,3 : 1$ erreicht. Dieses Teilungsverhältnis kann zumindest in Einzelfällen zur Bestimmung der GWL spätglazialer Gletscherstände herangezogen werden.

L I T E R A T U R - V E R Z E I C H N I S

ABELE G., 1974: Bergstürze in den Alpen. Wissensch. Alpenvereinshefte, Heft 25, München.

AELLEN M., 1979: Neuzeitliche Gletscherveränderungen. In: Die Schweiz und ihre Gletscher, von der Eiszeit bis zur Gegenwart. Herausgegeben von der Schweiz. Verkehrszentrale, Kümmerly & Frey.

AMBACH W. and Eisner H., 1966: Analysis of a 20 m firn pit on the Kesselwandferner (Oetzal Alps). Journal of glaciology, Vol. 6, No. 44, June 1966.

AMPFERER O., 1929: "Rückzugsstadien" oder "Schlusseiszeit". Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XVII.

ATLAS DER SCHWEIZ, 1965-1978. Verlag der Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern.

BAIER F., 1926: Beiträge zur Morphologie und Glazialgeologie des Prättigau. Diss. Univ. Zürich.

BALL J., 1897: The serpentine and associated rocks of Davos. Diss. Univ. Zürich.

BARSCHE D., 1969: Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. Zeitschr. für Geomorphologie N.F., Suppl. Bd. 8.

BARSCHE D., 1973: Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. IX.

BARSCHE D., 1973 b: Die Blockgletscher Murtel I und II am Corvatsch, Oberengadin. Materialien für die Exkursionstagung der Schweiz. Geom. Ges. vom 17.-23. Sept. 1973.

BARSCHE D. und HELL G., 1975: Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtel I, Oberengadin, Schweizer Alpen. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XI.

BARSCHE D. und KING L., 1975: An Attempt to Date Fossil Rock Glaciers in Grison, Swiss Alps (A Preliminary Note). Quaestiones Geographicae, 2.

BARSCHE D., 1978: Active rock glaciers as indicators for discontinuous Alpine Permafrost. An example from the Swiss Alps. In: Proceedings, Third international conference on permafrost, Edmonton, Alberta, Canada.

BARSCHE D., FIERZ H., HAEBERLI W., 1979: Shallow core drilling and bore-hole measurement in permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. In: Arctic and Alpine Research, Vol. 11, No. 2.

BEAULIEU DE J.L. et JORDA M., 1977: Tardiglaciaire et post-glaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la mon-

tagne de la blanche-trois évêchés. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire.

BEELE F., 1977: Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweiz. Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). Ergebnisse der wissenschaftl. Untersuchungen im Schweiz. Nationalpark, Bd. XV. Diss. Univ. Zürich.

BESCHEL R., 1950: Flechten als Altersmassstab rezenter Moränen. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 1, Heft 2, Innsbruck.

BESCHEL R., 1957: Lichenometrie im Gletschervorfeld. Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, München.

BOLLINGER D., 1981: Geologische Untersuchungen im Gebiet Bergün-Piz Ela (Arbeitstitel). Dipl. Arbeit Geol. Inst. der ETH-Zürich.

BORNHAUSER G., 1950: Morphologische Untersuchungen des Gemeindeareals von Klosters. Diss. Univ. Bern.

BORTENSCHLAGER S., 1977: Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. In: B. Frenzel: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissensch. Forschung, Bd. XIII, Franz Steiner Verlag GMBH, Wiesbaden.

BORTENSCHLAGER S., Fliri F., HEUBERGER H. u. PATZELT G., 1978: Innsbrucker Raum und Oetztal. Führer der Tirol-Exkursion, Deuqua.

BORTENSCHLAGER S., 1978: Die spätglaziale Vegetationsentwicklung im Pollenprofil des Lanser See-Moores. In: Innsbrucker Raum und Uetztal, Führer zur Tirol-Exkursion.

BOULTON G.S., 1976: The origin of glacially fluted surfaces - observations and theory. Journal of Glaciol. 17.

BRAUCHLI R., 1921: Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. zur geologischen Karte der Schweiz N.F. IL. Lieferung, Bern.

BRAUCHLI R. u. GLASER TH., 1922: Geologische Karte von Mittelländen, Blatt C, Lenzerhorn. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz N.F. Lief. IL.

BRUNNER K. u. Rentsch H., 1972: Die Aenderungen von Fläche, Höhe und Volumen am Vernagt- und Guslarferner von 1889-1912-1938-1969. In: Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VIII, Heft 1-2.

BURGA C.A., 1976: Frühe menschliche Spuren in der subalpinen Stufe des Hinterrheins. Geographica Helvetica Nr. 2.

BURGA C.A., 1979: Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz. Vierteljahresschr. der Naturforschenden Gesell. in Zürich, Jahrgang 124, Heft 4.

BURGA C.A., 1980: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino Passgebietes (Graubünden, Schweiz). Dissertationes Botanicae 56.

CADISCH J., LEUPOLD W., EUGSTER H. u. BRAUCHLI R., 1919: Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. In: Heim Festschrift, Vierteljahresschr. der Naturforschenden Gesell. in Zürich Bd. LXIV.

CADISCH J., 1921: Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz N.F. II. Lieferung.

CADISCH J., 1922: Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt A: Arosa. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. Lieferung II.

CADISCH J., 1925/26: Zur Talgeschichte von Davos. Jahresbericht der Naturforschenden Gesell. Graubünden, N.F. LXIV. Bd.

CADISCH J., 1929: Zur Geologie von Davos. Festschrift für die 110. Jahresversammlung der Schweiz. Naturforschenden Gesell. in Davos.

CADISCH J. u. LEUPOLD W., 1929: Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt B: Davos. Beitrag zur geol. Karte der Schweiz, N.F. Lieferung II.

CADISCH J. u. STRECKEISEN A., 1950: Geologisches Panorama von der Weissfluh bei Davos. Herausgeg. von der Naturforschenden Gesellschaft Davos bei Anlass der 130. Jahresversammlung der SNG Davos, 26.-28. Aug., Kümmerly & Frey, Bern.

CAILLEUX A., 1952: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rundschau, Bd. 40, Heft 1.

CLOETTA G.G., 1978: Bergün - Bravuogn, Heimatkunde. 3. Auflage.

CORNELIUS H.P., 1929: Geolog. Karte der Err-Julier-Gruppe, Spezialkarte Nr. 115.

CORNELIUS H.P., 1935: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, N.F., 70. Lief., I. Teil (Das Baumaterial).

CORNELIUS H.P., 1950: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, N.F., 70. Lief., II. Teil (Der Gebirgsbau), Bern.

CORNELIUS H.P., 1951: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, N.F., 70. Lief., III. Teil (Quartär und Oberflächengestaltung, Hydrologie), Bern.

DIE ALPEN: Zeitschr. des Schweizer Alpenclubs, Bde. 1925-1980.

EGGENBERGER H., 1925: Geologie der Albulazone zwischen dem Albulahospiz und Scafs (Graubünden). Diss. Univ. Basel.

EICHER U., 1979: Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süsswasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Diss. Univ. Bern.

EICHENBERGER U., 1981: Die Geologie der östlichen Ducangruppe. Dipl. Arbeit. Geol. Institut der ETH-Zürich.

ESCHER F., 1921: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. Buchdruckerei Untertor/Chur.

ESCHER von der LINTH H.C., 1974: Ansichten und Panoramen der Schweiz (Die Ansichten 1780 - 1822). Verlag Das Beste.

EUGSTER H., 1922: Geologische Untersuchungen des Gebirges zwischen Landwasser und Albulatal. Jahrbuch der Philosophischen Fakultät II der Univ. Bern, Bd. II.

EUGSTER H., 1923: Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. Lieferung 49₃, Geologie von Mittelbünden, III Abteilung, Bern.

EUGSTER H., 1924: Die westliche Piz Uertsch-Kette. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. 49₄, Bern.

EUGSTER H. und FREY F., 1927: Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt F: Bergün, Spez.Karte Nr. 94 F.

EUGSTER H. und LEUPOLD W., 1930: Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt D: Landwasser, Spez. Karte 94 D. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. Lief. II.

FINSTERWALDER R., 1953: Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, Heft 2.

FIRBAS F., 1949/1952: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2 Bde., Jena.

FISCH W. sen., FISCH W. jun. and HAEBERLI W., 1977: Electrical D.C. Resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XIII, Heft 1/2.

FITZE P., 1969: Untersuchungen von Solifluktionerscheinungen im Alpenquerprofil zwischen Säntis und Lago di Como. Diss. Univ. Zürich.

FITZE P., 1980: Zur Bodenentwicklung auf Moränen in den Alpen. Geographica Helvetica, Bd.3.

FITZE P., in Vorb.: Zur Relativdatierung von Moränen aus der Sicht der Bodenentwicklung in den Kristallinen Zentralalpen.

FOERTSCH O., SCHNEIDER H.J. und VIDAL H., 1955: Seismische Messungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner in den Oetztaler Alpen. Gerlands Beitr. zur Geophysik, 64.

FOERTSCH O. und VIDAL H., 1956: Die Ergebnisse seismischer Messungen auf dem Hintereisferner in den Oetztaler Alpen 1954. Gerlands Beitr. zur Geophysik, 65.

FOERTSCH O. und VIDAL H., 1956: Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Oetztaler Alpen 1953/1954. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 2.

FOERTSCH O. und VIDAL H., 1956: Vorausberechnung des Rückganges der Ostalpengletscher. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 2.

- FOERTSCH O. und VIDAL H., 1958: Seismo-glaziologische Studien an einem Gletscherfleck (Brandner Gletscher im Rhätikon). Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. IV, Heft 1/2.
- FOERTSCH O. und VIDAL H., 1968: Seismo-glaziologische Untersuchungen im oberen Fischbachtal. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. V, Heft 2.
- FRAEDRICH R., 1979: Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol/Vorarlberg). Düsseldorf Geogr. Schriften, Heft 12.
- FREI F. und OTT E., 1926: Geol. Karte von Mittelbünden, Blatt E: Piz Michël, Spez. Karte 94 E.
- FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissensch. Forschung, Bd. XIII, Franz Steiner Verlag GMBH, Wiesbaden.
- FURRER G. und FITZE P., 1971: Die Höhenlage von Solifluktförmungen und der Schneegrenze in Graubünden. Geographica Helvetica, 26. Jhrg., Nr. 3.
- FURRER G., GAMPER-SCHOLLENBERGER B. und SUTER J., 1980: Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit - Methoden und Ergebnisse. In: OESCHGER H., MESSERLI B. und SVILAR M. (Herausgeber): Das Klima - Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- GAMPER-SCHOLLENBERGER B., in Vorb.: Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Bernina- und Languard-Gruppe. Diss. Univ. Zürich.
- GEES R., 1955: Geologie von Klosters. Diss. Univ. Bern
- GENSLER G. A., 1978: Das Klima von Graubünden. Habilitationsschrift, Schweiz. Meteorologische Zentralanstalt.
- GRONER U. und SUTER J., 1980: Profil Jenatsch-Hütte: Eine pollenanalytisch-sedimentologische Untersuchung in der Val Bever (Engadin). Geographica Helvetica, Nr. 3.
- GROSS G., 1974: Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvrattagruppe. Hausarbeit aus Geographie, Univ. Innsbruck.
- GROSS G., KERSCHNER H. und PATZELT G., 1978: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XII, Heft 2.
- HAEBERLI W., 1975: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch. Diss. Univ. Basel, Mittlgen. der VAW, ETH-Zürich, 17.
- HAEBERLI W., 1979: Holocene push-moraines in Alpine permafrost. Geografiska Annaler, 61 A.
- HAEBERLI W., KING L. and FLOTRON A., 1979: Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Gruben-gletscher, Wallis, Swiss Alps. Arctic and Alpine research, Vol. 11, No. 4.
- HANTKE R., 1978: Eiszeitalter 1. Ott Verlag Thun.

HANTKE R., 1980: Eiszeitalter 2. Ott Verlag Thun.

HEGWEIN W., 1934: Geologische Karte der Quaternalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark. Herausgegeben von der Kommission der Schweiz. Natf. Ges. zur wissensch. Erf. des Nationalparks.

HEIERLI H., 1935: Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-Chel (Graubünden). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F., Lief. 101, Bern.

HEIM A., 1932: Bergsturz und Menschenleben. Beiblatt zur Vierteljahresschrift der Natf. Ges. in Zürich, Nr. 20, Jahrg. 77.

HEITZ C., 1975: Vegetationsentwicklung und Waldgrenzschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graubünden, Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung. Beitr. zur Geobotan. Landesaufnahme der Schweiz, 55.

HESS H., 1904: Die Gletscher. Braunschweig.

HEUBERGER H., 1954: Gletschervorstösse zwischen Daun- und Fernau-Stadium in den nördlichen Stubaier Alpen. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 1.

HEUBERGER H. und BESCHEL R., 1958: Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubaier (Tirol). Geogr. Forschungen (Festschrift H. KINZL), Schlern Schriften 190.

HEUBERGER H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Oetztal. Wissensch. Alpenvereinshefte, Heft 20, Innsbruck.

HEUBERGER H., 1968: Die Oetztalmündung (Inntal, Tirol). Veröff. der Univ. Innsbruck 1, Alpenkundliche Studien I, Festschrift für H. KINZL.

HEUBERGER H., 1968: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 19, Innsbruck.

HEUBERGER H., 1971: Roland Beschel und die Lichenometrie. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VII, Heft 1-2.

HOFFMANN W., 1958: Der Vorstoss des Nisqually Gletschers am Mt. Rainier, USA, von 1952 - 1956. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 1-2.

HOINKES H., 1962: Schwankungen der Alpengletscher - ihre Messung und ihre Ursachen. Umschau, Halbmonatszeitschr. über die Fortschritte in Wissenschaft und Technik.

HOINKES H., 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Messreihe Hintereisferner. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VI, Heft 1-2.

HOLZHAUSER H.P., 1978: Zur Geschichte des Fieschergletschers. Diplomarbeit, Geogr. Inst. der Univ. Zürich.

HOLZHAUSER H.P., 1980: Beitrag zur Geschichte des Grossen Aletschgletschers. Geographica Helvetica, Nr. 1.

IKEN A., ROETHLISBERGER H. and HUTTER K., 1976: Deep drilling with a hot water jet. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XII, Heft 2.

JAECKLI H., 1957: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 36.

JAHRBUCH des S.A.C., 1895 - 1923

JENNINGS A.V., 1898: The structure of the Davos valley. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 54.

JENNINGS A.V., 1899 a: The Geology of the Davos District. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 55

JENNINGS A.V., 1899 b: On the courses of the Landwasser on the Landquart. Geol. Magazin, Vol. 6, No. 420, London.

JOCHIMSEN M., 1966: Ist die Grösse des Flechtenthallus wirklich ein brauchbarer Massstab zur Datierung von glazialmorphologischen Relikten. Geografiska Annaler 48 A, Nr. 3.

KAESER U., 1980: Glazialmorphologische Untersuchungen zwischen Töss und Thur. Diss. Univ. Zürich.

KASSER P., 1959: Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoss auf den Wasserhaushalt. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 6.

KELLER P., 1930: Postglaziale Waldperioden in den Zentralalpen Graubündens. Beihefte zum Botan. Zentralblatt, Bd. XLVI, Abt. II.

KELLER W., 1977: Die Rafzerfeldschotter und ihre Bedeutung für die Morphogenese des zürcherischen Hochrheingebietes. Diss. Univ. Zürich.

KERSCHNER H., 1976: Das Daun- und das Egesen-Stadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. Diss. Univ. Innsbruck.

KERSCHNER H., 1978 a: Untersuchungen zum Daun- und Egesen-Stadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Ueberlegungen). Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich, Bd. XXXVI (1975 - 1976), Inst. für Geographie der Univ. Wien.

KERSCHNER H., 1978 b: Spätglaziale Gletscherstände im inneren Kaunertal (Oetztaler Alpen). Innsbrucker Geogr. Studien, Bd. 6.

KERSCHNER H., 1978 c: Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, eastern central Alps, western Tyrol, Austria. Arctic and Alpine research, Vol. 10, No. 3.

KERSCHNER H., 1978 d: Zur Rekonstruktion eines spätglazialen Gletscherstandes mit Hilfe eines rechnerisch ermittelten Zungenlängsprofil. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XIV, Heft 1.

KING L. und LEHMANN R., 1973: Beobachtungen zur Oekologie und Morphologie von Rhizocarpon geographicum (L) DC und Rhizocarpon alpicola (Hepp) Rabenh. im Gletschervorfeld des Steingletschers. Schweiz. Botan. Gesellschaft 83 (2).

KING L., 1974: Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Basler Beiträge zur Geographie, Heft 18.

KINZL H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. für Gletscherkunde, 17.

KINZL H., 1949: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröff. des Museums Ferdinandeum (Innsbruck), Bd. 26/29.

KIRCHEN E., 1970: Bergstürze in Graubünden. Terra Grischuna, Zeitschr. für bündnerische Kultur, Wirtschaft und Verkehr, 29. Jahrgang, Nr. 5.

KLEIBER H., 1974: Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin. Botan. Jb. f. Syst. 94, 1.

KOBLER E., 1979: Die späteiszeitlichen-spätwürmzeitlichen Gletscherstände im Prättigau. In: Prättigauer Zeitung und Herrschäftler 6. Okt., Nr. 114.

KOBLER E., 1980: Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. Prättigauer Zeitung und Herrschäftler, Ausgaben vom 23.8., 2.9., 23.9., 30.9., 16.10., 21.10.

KUETTEL M., 1974: Zum alpinen Spät- und frühen Postglazial: Das Profil Obergurbs (1910 m) im Diemtigtal, Berner Oberland, Schweiz. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. X.

KUETTEL M., 1979: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westl. Schweizer Alpen. Berichte der Schweiz. Bot. Gesellschaft, Bd. 89, Nr. 1/2.

KUETTEL M., 1979: Räumliche und zeitliche Korrelation der "moraines intermédiaires" mit besonderer Berücksichtigung der Moränen der Alpage de Tortin (Nendaz, VS). Bull. de la Murithienne 96.

LANDOLT E., 1969: Unsere Alpenflora. Verlag Schweizer Alpenclub.

LANG H. u. PATZELT G., 1971: Die Volumenänderung des Hintereisferners (Oetztaler Alpen) im Vergleich zur Massenänderung im Zeitraum 1953-1964. In: Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VII, Heft 1-2.

LEUPOLD W., EUGSTER H., BEARTH P., SPAENHAUER F. u. STRECKEISEN A., 1935: Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, Blatt 423, Scaletta.

LICHTENECKER N., 1938: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. der 3. Int. INQUA-Konf. 1936.

LINDNER K., 1980: Gravimetrische Eisdickenmessung. Vortrag geh. im Rahmen des Gletscherkurses in Obergurgl, 7.-13. Sept.

LUETSCHG O., 1944: Zur Hydrologie der Landschaft Davos. In: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, Bd. II, III. Teil-Forschungsgebiet Nr. 7 - Davosersee. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Hydrologie, Lief. 4.

MAISCH M., 1977: Glazialmorphologische Untersuchungen im Raume Sertigtal. Diplomarbeit d. Geogr. Institutes der Univ. Zürich.

MAISCH M., 1978: Gletschergeschichtliche Vorgänge im Raum Davos-Sertig. In: Davoser-Zeitung, 15. Aug., Nr. 188.

MAISCH M., 1978: Die Gletscher Graubündens. In: Terra Grischuna, Zeitschr. für bündnerische Kultur, Wirtschaft und Verkehr.

MATHEY F. et VUAGNEUX R., 1980: Contribution pollenanalytique à l'histoire postglaciaire de la végétation du Flüelathal. Aus: Bulletin de la société Neuchâteloise des sciences naturelles, TOME 103, Neuchâtel.

MAYR F. and HEUBERGER H., 1968: Types areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. Proc. Congr. Quatern. Res. VII, Vol. 14, Boulder, Col.

MESSERLI B., ZUMBUEHL H.J., AMMANN K., KIENHOLZ H., OESCHGER H., PFISTER CHR. und ZURBUCHEN M., 1975: Die Schwankungen des unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XI, Heft 1.

MILLER H., 1972: Ergebnisse von Messungen mit der Methode der Refraktionsseismik auf dem Vernagt- und Guslarferner. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VIII, Heft 1-2.

MUELLER F., CAFLISCH T. und MUELLER G., 1976: Firn und Eis der Schweizer Alpen. Geogr. Inst. der ETH-Zürich, Publ. Nr. 57.

MUELLER H.N., 1975: Untersuchungen ehemaliger Gletscherstände Im Rossbodengebiet, Simplon VS. Diplomarbeit Geogr. Inst. der Univ. Zürich.

MYLIUS H., 1912: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, I Teil. München.

OESCHGER H., SCHOTTERER U., STAUFFER B., Bern, HAEBERLI W. and ROETHLISBERGER H., Zürich, 1977: First results from alpine core drilling projects. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XIII, Heft 1-2.

PASCHINGER H., 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, Heft 1.

PATTERSON W.S.B., 1969: The physics of glaciers. Oxford.

PATZELT G., 1970: Die Längenmessungen an den Gletschern der oesterreichischen Ostalpen 1890 - 1969. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VI, Heft 1-2.

PATZELT G., 1972: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpenglazialern. Ber. der deutschen Botan. Gesellschaft, Bd. 85, Heft 1-4.

PATZELT G., 1973 a: Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. für Geomorphologie, N.F. Suppl. 16, Berlin, Stuttgart.

PATZELT G., 1973 b: Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. IX, Heft 1-2.

PATZELT G., 1975: Unterinntal - Zillertal - Pinzgau - Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. In: Tirol, ein geographischer Exkursionsführer, Innsbrucker geogr. Studien, 2.

PATZELT G., 1976: Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Oetztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). In: B. FRENZEL: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Stuttgart.

PATZELT G., 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In: B. FRENZEL: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissensch. Forschung, Bd. XIII, Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

PATZELT G. und BORTENSCHLAGER S., 1978: Spät- und nacheiszeitliche Gletscher- und Vegetationsentwicklung im inneren Oetztal. In: Innsbrucker Raum und Oetztal, Führer zur Tirol-Exkursion anl. der 19. wissensch. Tagung der DEUQUA.

PATZELT G., 1980: Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. Jahresbericht 1976/77 Oesterr. Gesellschaft, Zweig Innsbruck.

PENCK A. und BRUECKNER E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bände, Leipzig.

ROETHLISBERGER F., 1976: Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpèche und Arolla. In: 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. Die Alpen, Zeitschr. des Schweizer Alpen Club, Bd. 3./4., 52. Jahrgang.

ROETHLISBERGER F., HAAS PH., HOLZHAUSER H.P., KELLER W., BIRCHER W. and RENNER F., 1980: Holocene climatic fluctuations - Radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. Geographica Helvetica, Vol. 35, No. 5 (special issue).

ROETHLISBERGER H., 1967: Electrical resistivity measurements and soundings on glaciers: introductory remarks. Journal of glaciology, Vol. 6, Nr. 47.

ROETHLISBERGER H. and VOEGTLI K., 1967: Recent D.C. resistivity soundings on Swiss glaciers. Journal of glaciology, Vol. 6, Nr. 47.

ROETHLISBERGER H., 1972: Seismic exploration in cold regions. Cold regions research and engineering Laboratory, Hannover, New Hampshire.

RUTISHAUSER H., 1968: Graphische Darstellung und Berechnung der Veränderung des Schmadri- und Breithorn-gletschers sowie der Tschingelgletscherzunge in der Zeit von 1927 bis 1960. Die Alpen, S.A.C. Jahrbuch, XLIV.

SACHS L., 1974: Angewandte Statistik. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 4. Auflage.

SALATHE H.R., 1961: Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. Diss. Univ. Basel.

SALIS von F., 1879: Ueber den Seedammbruch in der Albula. Jahresbericht der Natf. Ges. Graubündens, 22, S3.

SCHLUECHTER CHR., 1976: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F., Lief. 148.

SCHLUECHTER CHR., 1978: Glacial and glaciofluvial accumulations between Berne and Lake Thun. In: Guidebook for the excursion of the INQUA symposium 1978, ETH-Zürich.

SCHNEEBELI W., 1976: Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. In: 8000 Walliser Gletschergeschichte. Die Alpen, Zeitschr. des Schweizer Alpen Club, Bd. 3./4., 52. Jg.

SCHOLLENBERGER B., 1976: Moränenwälle im hinteren Rosegtal. Diplomarbeit des Geogr. Inst. der Univ. Zürich.

SCHUEPP M., 1960: Klimatologie der Schweiz, Teil C: Lufttemperatur, 1. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich.

SPAENHAUER F., BEARTH P. und CADISCH J., 1935: Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 420: Ardez.

STAUB R., 1938: Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Eclogae Helveticae, Vol. 31, Nr. 1.

STAUB R., 1952: Der Pass von Maloja (Seine Geschichte und Gestaltung). In: Die Passlandschaft von Maloja und die Gletschermühlen. Herausgeber: Komitee für die Gletschermühlen und eine Schutzzone Maloja.

STEINHAUSER P., 1974: Seismisch bestimmte Eigenschaften des Eises der Dachsteingletscher. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. X.

STOECKLIN J., 1949: Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein. Diss. Univ. Zürich.

SUTER J., 1981: Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err- Julier-Gruppe. Diss. Univ. Zürich.

TARNUZZER CHR., 1900: Glazialreste von Chur und Filisur, aufgedeckt 1900. In: Jahresber. der Natf. Gesellschaft Graubündens, XLIV, Vereinsjahr 1900/01.

TARNUZZER CHR., 1908: Geologische Beobachtungen während des Baues der Eisenbahn Davos - Filisur. In: Jahresbericht der Natf. Gesellschaft Graubündens pro 1908, Bd. L.

TRUEMPY R., 1969: Aperçu général sur la géologie des Grisons. Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France.

TRUEMPY R., 1980: Geology of Switzerland, Part A and B. Schweiz. Geol. Kommission, Basel, New-York.

UNESCO/AIHS: Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a world inventory. Technical papers in hydrology, No. 1, Paris.

URFER CHR., GENSLER G., AMBROSETTI F. und ZENONI E., 1979, Klimatologie der Schweiz, Band II: Regionale Klimabeschreibungen, 2. Teil, Alpennordhang, Graubünden und Alpensüdseite. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Meteorologischen Anstalt.

UTTINGER H., 1965: Klimatologie der Schweiz, Teil E: Niederschlag, 1. - 3. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich.

VOEGELI A.E., 1976: Untersuchungen postglazialer Gletscher-Stände im Dismatal (Davos, Graubünden). Dipl. Arbeit. Geogr. Inst. Univ. Zürich.

VUAGNEUX R., 1976: Untersuchungen spät- und postglazialer Gletscherstände im Raume Flüelapass. Diplomarbeit, Geogr. Inst. der Univ. Zürich.

WEBER E. und STREIFF P., 1962: Geologische Profile für das Kraftwerk S-chanf - Pradella (Innfassung S-chanf). Ingenieurbureau Gebr. Gruner, Basel.

WEGMUELLER H.P., 1976: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kanton Appenzell, St. Gallen, Graubünden/Schweiz). Botan. Jahrb. für Syst. 97,2.

WEGMUELLER S., Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné). Verlag P. Haupt, Bern.

ZIEGLER J.M., 1876: Ueber das Verhältnis der Topographie zur Geologie, ein Beitrag zur Geschichte der Erdkruste. Verlag von J. Wurster und Comp., 2te Auflage, Zürich.

ZIENERT A., 1965: Gran Paradiso - Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 16.

ZIENERT A., 1967: Vogesen- und Schwarzwaldkare (Teil 2a unter Mitarbeit von F. Fezer, Heidelberg). Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 18.

ZIENERT A., 1970: Würm- Rückzugsstadien vom Schwarzwald bis zur hohen Tatra. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 21.

ZIENERT A., 1973: Die Würmvereisung und ihre Rückzugsstadien im Westteil des Hochschwarzwaldes. Zeitschr. für Geomorphologie, N.F. Bd. 17, Heft 3.

ZOLLER H., 1960: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. Denkschr. Schweiz. Natf. Gesellschaft, 83, Abh. 2.

ZOLLER H., SCHINDLER C. und ROETHLISBERGER H., 1966: Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und im Vorderrheingebiet. Verhandl. Natf. Gesellschaft Basel, Bd. 77, Nr. 2.

ZOLLER H., MUELLER H.J. und KLEIBER H., 1972: Zur Grenze Pleistozän/Holozän in den östlichen Schweizer Alpen. Ber. Deutsch. Botan. Gesellschaft, Bd. 85, Heft 1-4.

ZOLLER H., 1977 a: Pollenanalyse, Klimaschwankungen und Gletscherstände im ausgehenden Pleistozän und Holozän der östlichen Schweizer Alpen. Vortrag 7.10. 1977 an der 157. Jahresvers. der SNG, Bern.

ZOLLER H., 1977 b: Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. In: FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forschung, Bd. XIII, F. Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

ZUMBUEHL H.J., 1980: Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. - 19. Jahrhunderts. Denkschr. der Schweiz. Natf. Ges., Bd. XCII, Birkhäuser.

K A R T E N - V E R Z E I C H N I S

ATLAS DER SCHWEIZ, Blätter 6, 11, 12, 13, 13a

EXKURSIONSKARTE DES S.A.C. für 1893/94, Albulagebiet. Beilagen
zum Jahrbuch des Schweizer Alpenclubs, Bd. XXVIII, Bern

GEOLOGISCHER ATLAS DER SCHWEIZ (1:25'000)

Blatt 423 Scaletta

Blatt 424 Zernez

GEOLOGISCHE GENERALKARTE DER SCHWEIZ

Blatt 8 Engadin

GEOLOGISCHE KARTE VON MITTELBUENDEN (1:25'000)

Blatt A Arosa

Blatt B Davos

Blatt C Lenzerhorn

Blatt D Landwasser

Blatt E Piz Michël

Blatt F Bergün

LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1:25'000)

Blatt 1196 Arosa

Blatt 1197 Davos

Blatt 1216 Filisur

Blatt 1217 Scalettapass

Blatt 1236 Savognin

Blatt 1237 Albulapass

Blatt 1238 P. Quattervals

LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1:50'000)

Blatt 248 Prättigau

Blatt 258 Bergün

Blatt 259 Ofenpass

LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1:200'000)

Blatt 2

Blatt 4

K A N N H A N G

L I S T E D E R A B B I L D U N G E N

- Abb. 1 Die Moränen des 1850er-Hochstandes des Chüealp-
gletschers
- Abb. 2 Das Vorfeld des Ducangletschers
- Abb. 3 Das Clavadel-Stadium am Ausgang des Sertigtales
- Abb. 4 Moränensituation am Ausgang des Galtenritzkares
- Abb. 5 Moränensituation im Bocktentälli
- Abb. 6 Aufschluss am Delta von Frauenkirch
- Abb. 7 Die Gletscher im Keschgebiet zur Zeit um 1850
- Abb. 8 Das westliche Gletschervorfeld des Vadret da
Porchabella
- Abb. 9 Die Moränen des 1850er-Hochstandes in der Val
da Tschüvel (Vadret da Porchabella)
- Abb. 10 Spätglaziale Moränenwälle auf Alp digl Chant
- Abb. 11 Die Moränenwälle des Egesen-Stadiums
- Abb. 12 Die Moränenablagerungen auf Alp Funtauna
- Abb. 13 Das Moor Porchabella 1
- Abb. 14 Situation in der Val Viluoeh
- Abb. 15 Moränenkränze des Egesen-Maximalstandes (E I)
in der Val Müra (Hintere Val d'Es-cha)
- Abb. 16 Ufermoräne des vereinigten Landwasser-/Albula-
gletschers bei Alvaneu-Bad
- Abb. 17 Situation in der Val Mulix
- Abb. 18 Die Moränenwälle des E II-Vorstosses in der Val
Mulix
- Abb. 19 Die Egesen-Moränen auf dem Albulapass
- Abb. 20 "Larstig-Schuttbildungen" in der Val del Diavel
- Abb. 21 Die Profilstelle "Crap Alv"

LISTE DER FIGUREN

- Fig. 1 Die Gliederung des Spätglazials
- Fig. 2 Das Bezugsniveau
- Fig. 3 Abplattungs (Ai)- Zurundungs (Zi)-Diagramm
- Fig. 4 Histogramme der Zurundungswerte
- Fig. 5a Die Schwankungen des Porphabellagletschers
5b Die mittleren jährlichen Bewegungsbeträge des Porphabellagletschers
- Fig. 6 Die Schwankungen des Porphabellagletschers seit 1850
- Fig. 7 Der Rückgang des Porphabellagletschers seit dem Hochstand von 1850
- Fig. 8 Die Torfprofile Porphabella 1 und 2 im hinteren Tuorstal (Salect)
- Fig. 9 Der postglaziale Moränenkomplex des Vadret d'Es-cha
- Fig. 10 Modell der Gletscherstände und Schuttkörper im Gebiet Mittelbünden
- Fig. 11 Korrelationsdiagramm zwischen der Gleichgewichtslinie des Daun- bzw. Egesen-Stadiums und dem Bezugsniveau
- Fig. 12 Korrelationsdiagramm zwischen der Gleichgewichtslinie des Bocktëntälli- bzw. Kromer-Standes und dem Bezugsniveau
- Fig. 13 Die Volumenberechnung
- Fig. 14 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche und Gletschervolumen
- Fig. 15 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche und Volumen des Akkumulationsgebietes
- Fig. 16 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche und mittlerer Eisdicke (n = 63)
- Fig. 17 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche und mittlerer Eisdicke (n = 79)
- Fig. 18 Die Beziehung zwischen Gletscherfläche und mittlerer Eisdicke im Ablationsgebiet bzw. Akkumulationsgebiet
- Fig. 19 Die Beziehung zwischen mittlerer Eisdicke im Akkumulationsgebiet und Ablationsgebiet
- Fig. 20 Die Beziehung zwischen dem Gletschervolumen und dem Volumen des Akkumulationsgebietes
- Fig. 21 Die Beziehung zwischen dem Gletschervolumen und dem Volumen des Ablationsgebietes
- Fig. 22 Die Beziehung zwischen dem Volumen des Akkumulationsgebietes und dem Volumen des Ablationsgebietes

- Fig. 23 Die Beziehung zwischen der Gletscherfläche und dem
Volumenteilungsverhältnis ($V_{Sc} : V_{Sa}$)
- Fig. 24 Hypsographische Kurve des Vadret Pischä
- Fig. 25 Hypsographische Kurve des Vadret Lagrev
- Fig. im Anhang: "Das Pollendiagramm Crap Alv"

L I S T E D E R K A R T E N

- Karte 1 Uebersichtskarte des Arbeitsgebietes
- Karte 2 Tektonische Karte des Arbeitsgebietes
- Karte 3 Aenderungen des Chüealpgletschers
- Karte 4 Gletscherstände im hinteren Sertigtal (Davos)
- Karte 5 Gletscherstände im Gebiet Monstein
- Karte 6 Das Stadium von Clavadel und das Delta von
Frauenkirch
- Karte 7 Spätglaziale Moränen des Porchabellagletschers
- Karte 8 Gletscherstände im Keschgebiet
- Karte 9 Gletscherstände im Val Viluocho und Müsella
- Karte 10 Gletscherstände in der Val d'Escha
- Karte 11 Gletscherstände im Gebiet Cinuos-Chel
- Karte 12 Das Stadium von Alvaneu/Filisur
- Karte 13 Gletscherstände im Gebiet Bergün und Val Spad-
latscha
- Karte 14 Gletscherstände im Gebiet Mulix und Tschitta
- Karte 15 Situation Pollendiagramm "Crap Alv"
- Karte 16 Der Höhenverlauf der GWL um 1850
- Karte im Anhang: "Gletscherstände und Schuttkörper im
Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal"

LABOR-NR	LOKALITÄT	KOORDINATEN	HOEHE ü. M.	TIEFE (cm)	ALTER	MATERIAL
UZ- 94	Grünsee I	786 800/174 860	2200 m	80	+ 710	+ 85 organ. Fetzen
UZ- 95	Bim Schära	786 050/175 950	2050 m	120	+ 1780	+ 80 organ. Fetzen
UZ-139	Grünsee II	768 800/175 950	2200 m	500	+ 5450	+ 90 organ. Fetzen
UZ-177	Mühle Sertig	782 300/181 450	1620 m	80	+ 290	+ 75 Arvenholz
UZ-223	Crap Alv	780 970/161 380	2045 m	480	+ 9660	+ 145 Torf
UZ-224	Sertig-Dörfli	784 400/177 500	1870 m	200	+ 5395	+ 110 Torf
UZ-251	Moor Plazbi	783 350/167 550	2015 m	120	+ 1675	+ 60 Torf
UZ-290	Moor Preda	778 300/163 000	1810 m	400	+ 9005	+ 180 Torf
UZ-302	Susauna	776 450/168 150	1650 m	480	+ 10790	+ 120 Gyttja
UZ-303	Funtauna	789 700/172 100	2190 m	200	+ 2710	+ 60 Gyttja
UZ-313	Porchabella 1	785 450/168 550	2425 m	100	+ 4355	+ 80 Arvenholz
UZ-318	Porchabella 2	784 910/168 610	2295 m	60	+ 2920	+ 75 Arvenholz
UZ-370	Porchabella 1	785 450/168 550	2425 m	100	+ 4370	+ 75 Gyttja
UZ-371	Porchabella 2	784 910/168 610	2295 m	90	+ 4695	+ 80 Gyttja

Tabelle der ¹⁴C-Daten

UZ = Universität Zürich

CURRICULUM VITAE

Am 6. April 1954 wurde ich, Max Emil Maisch, in Zürich als Sohn des Emil Maisch und der Elsa, geb. Knecht, geboren. Ich bin Bürger von Zürich und Kreuzlingen (TG). Nach der Primarschulzeit in Zürich-Leimbach trat ich 1967 ins Gymnasium Freudenberg ein, wo ich im Herbst 1973 die Matura (Typus A) bestand. Noch im selben Jahr immatrikulierte ich mich an der Universität Zürich mit dem Hauptfach Geographie. Das Studium schloss ich im Dezember 1977 mit dem Diplom ab. Seit 1978 bin ich bei Herrn Prof. Dr. G. FURRER als Assistent am Geographischen Institut der Universität Zürich tätig. Unter seiner Leitung entstand auch die vorliegende Dissertation. Daneben unterrichtete ich als Vikar und Hilfslehrer an Zürcher Mittelschulen.

Im Verlaufe meines Studiums besuchte ich Vorlesungen und Uebungen von folgenden Dozenten:

Geographie: F. BACHMANN, O. BAER, A. BOEGLI, H. BOESCH, A. DUERST, H. ELSASSER, P. FITZE, G. FURRER, E. FLUETSCH, G. GENSLER, K. GRAF, M. GSCHWEND, TH. GUTERMANN, W. GUYAN, H. HAEFNER, K. ITTEN, K.H. KAISER, G. KASPER, H. KISHIMOTO, A. LEE-MANN, F. MUELLER, M. SCHUEPP, F. SCHWEINGRUBER, D. STEINER, T. STRUEBY

Geologie: U.P. BUECHI, E. ESCHER, A. GANSSER, R. HANTKE, H. JAECKLI, A.G. MILNES, R. TRUEMPY

Petrographie: V. DIETRICH, W.F. OBERHOLZER, V.E. TROMMSDORF

Anthropologie: J. BIEGERT, D. GLASER, W. SCHEFFRAHN

Botanik: E. LANDOLT

Volkskunde: A. NIEDERER

Didaktik: H. INHELDER, O. WOODTLI

